АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ACADÉMIE DES SCIENCES DE L'URSS

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 8

BULLETIN DE LA COMMISSION POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE

№ 8

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА · 1946 · ЛЕНИНГРАД

Blank Page Digitally Inserted

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ACADÉMIE DES SCIENCES DE L'URSS

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 8

BULLETIN DE LA COMMISSION POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE

№ 8

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1945 ЛЕНИНГРАД

СОДЕРЖАНИЕ

В. П. Сукачев и Г. И. Поплавская. Очерк истории озер и растительности Среднего Урала в течение голоцена по данным изучения сапропелевых отложений 5

В. Данилова. Содержание фтора в костях ископаемых животных как показатель геологического возраста 38

Г. Боч и И. И. Краснов. К вопросу о границе максимального четвертичного оледенения в пределах Уральского хребта в связи с наблюдениями над нагорными террасами 46

Т. Ф. Дебец. Фрагмент лобной кости человека из культурного слоя стоянки «Афонтова гора II» под Красноярском 73

И. Хозацкий. Остатки пресноводной черепахи *Emys orbicularis* L. из четвертичных отложений Крыма 78

М. Фрадкин. Петрографический состав валунов на севере Западно-Сибирской низменности 82

Ю. Лапкин. Рельеф и четвертичные отложения левобережья р. Донца между рр. Осколом и Красной 95

Научные новости и заметки

И. Николаев. О возрасте рельефа горного Крыма 103

И. Беляева. О находке остатков мамонта в Ферганской долине . . . 105

Н. Соколов и Ю. В. Трошнев. Об отторженце серпуховских известняков среди полосы девона по р. Робья Сорокопенна (приток р. Ловать) . . . 107

Библиография

К. Марков. G. Erdtmann. An introduction to pollen analysis 109

З. М. Sauramo. The mode of Land upheaval in Fennoscandia during Late Quaternary Time 110

К. Иванова. V. Milthers und K. Milthers. Die Verteilung einiger wichtiger Skandinavischer Leitgeschiebe in einem Teile Polens 111

В. Никифорова. A. Penck. Palãolitische und geologische Chronologie . 114

В. Шанцер. Краткая инструкция по геологической съемке четвертичных отложений 116

П. Саваренский. Краткая инструкция по геологической съемке четвертичных отложений 118

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1946. BULLETIN DE LA COMMISSION POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE. № 8

В. Н. СУКАЧЕВ и Г. И. ПОПЛАВСКАЯ

ОЧЕРК ИСТОРИИ ОЗЕР И РАСТИТЕЛЬНОСТИ СРЕДНЕГО УРАЛА В ТЕЧЕНИЕ ГОЛОЦЕНА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ САПРОПЕЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Исторический метод в географических науках никогда не привлекал к себе такого большого внимания, как в последнее десятилетие в нашем Союзе. Проведенные за это время конференции по таким, казалось бы, узким специальным вопросам, как история флоры и растительности и палеогеография четвертичного периода, вызвали к себе необычайный интерес широких кругов самых различных специалистов. Это является следствием того, что историзм, введенный в науки о природе Дарвином, не только приводит к самым общим и глубоким теоретическим обобщениям, но часто позволяет разрешать наиболее успешно и многие практические вопросы. Вместе с тем единство науки нигде так ясно не проявляется, как в истории квартера. В ней в равной мере заинтересованы геологи, климатологи, биологи, почвоведы, археологи и антропологи, и она может быть выяснена лишь общими их трудами.

Весьма видная роль в разрешении этой задачи может принадлежать изучению озерных иловых, так называемых сапропелевых отложений, очень благоприятствующих сохранению в них растительных и животных остатков. Однако в то время как торфяники для этой цели были широко использованы и дали уже очень много для реконструкции истории физико-географических условий в течение как плейстоцена, так и голоцена, сапропелевые залежи были изучаемы в этом направлении значительно менее. Это, несомненно, было обусловлено тем, что сапропели до сих пор почти не находили практического применения. Насколько ценные для палеогеографии результаты могут быть получены при изучении сапропелевых отложений, показывают исследования их на Урале, проведенные в 1942 и 1943 гг. Уральским Госуд. геологическим управлением и Сапропелевой группой Уральской экспедиции Академии Наук СССР, которыми эти залежи изучались как в стратиграфическом, так и фитопалеонтологическом отношениях. Хотя эти исследования были предприняты в чисто практических целях, в связи с выявившейся возможностью применения сапропеля в корм скоту, для лечебных целей, в металлургии и проч., но они сопровождались и выяснением истории развития этих залежей, что необходимо было и для разрешения практических вопросов, связанных с разведкой залежей и их использованием.

Обследованием были охвачены средняя и южная полосы Свердловской области, северная часть Челябинской области и северная половина Курганской области, т. е. пространство между 55°28′ и 58°2′ с. ш. и 60°00′ и 66°35′ в. д. Оно, таким образом, коснулось собственного Уральского хребта, абразионно-эрозионной равнины восточного склона Урала и Зауральского равнинного плато, сложенного нижнетретичными морскими и прибрежными отложениями (Герасимов И. П., 1940).

На этом пространстве были обследованы отложения сапропеля более чем в 100 озерах и в нескольких торфяниках. Для 40 из них были сделаны макро- и микропалеонтологические анализы сапропелевых залежей во всю их толщу. Пыльцевому и споровому анализу подвергнуто 1030 образцов сапропеля [1]. Полевые работы в 1942 г. проведены В. Н. Сукачевым при участии П. Ф. Вайполина, а в 1943 г. — В. Н. Сукачевым, Е. Н. Нелюбиной, Н. И. Белых, Н. В. Праздниковой, И. Д. Карнавиным и Б. М. Смирновым. Микроскопический анализ образцов сапропеля в 1942 г. выполнялся Г. И. Поплавской при участии В. Н. Сукачева, а в 1943 г. — Г. И. Поплавской, Е. А. Дылис и В. Н. Шафранской. Всего Поплавской сделано 665, Дылис — 175 и Шафранской — 190 анализов. При полевых исследованиях образцы брались отчасти буром Инсторфа, а главным образом особо сконструированными трубчатым и поршневым бурами, позволяющими брать значительные количества сапропеля с определенной глубины. Некоторой особенностью полевой методики было то, что образцы из толщи сапропеля брались не через равные промежутки по вертикали, как это обычно делается, а частота их взятия увеличивалась книзу. В верхних слоях они брались через 0.5—1 м, а в наиболее глубоких слоях через 1—2 см. Это делалось потому, что чем древнее слои сапропеля, тем они более уплотнены. Если в самых верхних частях залежи слой сапропеля в 10 см отвечает возрасту в несколько лет, то такой же слой в нижних слоях ее может соответствовать нескольким тысячам лет. Скважины закладывались по возможности в более глубоких частях озера; при этом брались образцы не только сапропеля, но и подстилающей его породы.

Хотя работы по изучению сапропелей продолжаются, и не все материалы еще обработаны, но ввиду того, что ряд выводов уже наметился, опубликование их хотя бы в краткой форме является своевременным.

Изученные сапропелевые залежи Среднего Урала по своему строению очень разнообразны. Залежь почти каждого озера имеет свои особенности. Отвлекаясь от частностей и несколько схематизируя стратиграфию этих залежей, их можно разделить на следующие семь типов.

I тип. Характеризуется наибольшей сложностью строения. На дне, представляющем собою хрящеватые или с мелкой галькой и часто с ракушками, окрашенные в синеватый или сизоватый цвет, негумуссированные или слабо гумуссированные, то более, то менее вскипающие от HCl супеси и суглинки, большею частью залегает слой торфянистой массы или сапропеля со значительным количеством крупных растительных остатков, мощностью от 3—4 см до 0.5 м. Этот слой обычно несильно вскипает от HCl и иногда также богат ракушками. Он резко отделен от породы дна, но обычно более постепенно переходит в вышележащий слой, представляющий собой сильно вскипающий от HCl то серый, то желтоватый, то светлокоричневый (кофейный), то зеленовато-серый, но чаще всего розовый или даже мясо-красный сапропель. Мощность его колеблется от 0.5 до 2 м. В нижней части он нередко бывает сильно глинистый, выше желеобразный (студневидный), реже — слоистый. Иногда в нем попадаются тонкие прослоечки более темноокрашенного сапропеля. Чаще всего книзу он более серый или желтоватый, а кверху красноватый. Крупных растительных остатков очень мало или почти нет. Степень студ-

---

[1] Пыльцевые диаграммы составлены для каждой древесной породы отдельно. Такие диаграммы более наглядны, чем более распространенные, когда кривые всех древесных пород помещаются на одной диаграмме и перекрещиваются между собой. Для древесных пород, пыльца которых была отмечена единично, даны лишь абсолютные цифры. Кроме того, указано зарегистрированное число пыльцы древесных пород и травянистых растений и число пылинок древесных пород на 1 см² препарата. В некоторых случаях указано число спор папоротников и мхов.

невидности, однако, сильно варьирует, и иногда слои более студневидного и плотного сапропеля чередуются со слоями более рыхлого и несколько зернистого сапропеля. Выше этого слоя залегает значительная толща (от 1 до 2—4 и более м) темноокрашенного, обычно темнооливкового или коричнево-оливкового, реже — серо-оливкового или красновато-оливкового, не вскипающего от HCl сапропеля, который, будучи в нижних частях относительно плотным и часто студневидным, выше постепенно переходит в поверхностный жидкий зернистый сапропель. Иногда зернистость наблюдается во всей толще этого сапропеля. Граница между этим и нижеследующим, описанным выше, слоем обычно резка. Слой воды над сапропелем бывает очень различной мощности: от нескольких сантиметров до нескольких метров (2—3 и более). В тех случаях, когда такая залежь сапропеля находится под торфом или в озере близ торфяных берегов, этот темный оливковый сапропель в верхних слоях переходит в торфянистый сапропель. Однако граница между торфянистым сапропелем и собственно торфом обычно достаточно резка. Озера с этого типа залежью сапропеля глубоки. Глубина до дна залежи от поверхности воды бывает до 9 и более м.

К этому типу относятся залежи сапропелей большинства озер, расположенных среди гор Среднего Урала.

Своеобразный вариант этого типа представляет залежь оз. Карасьего, близ Свердловска, по Сибирскому тракту. В ней, в нижней части верхнего серо-оливкового зернистого слоя, на глубине 80—130 см встречаются включения сапропеля сильно студневидного, плотного, очень однородного, темновишневого цвета. Эти включения неправильно округлой формы, размером в диаметре от 5—6 см до 10—15 см; они очень резко отграничены от основной зернистой оливково-серой массы. При погружении в воду эта последняя быстро расплывается, а комья студневидного вишневого сапропеля сохраняют свою форму и поэтому легко отмываются водой от основного сапропеля, в который они включены. В этой залежи оз. Карасьего, которая покрыта очень небольшим слоем воды, местами выходя прямо на поверхность, самый верхний слой на границе с водой или воздухом, на глубину в 2—5 см, обычно почти черного цвета. Такие почти черные сапропели иногда встречаются и в других залежах этого типа.

II тип. Характеризуется более простым строением. На дне, представляющем обычно очень сильно гумуссированные и имеющие вид настоящей почвы супеси и суглинки, залегает толща сапропеля, состоящая только из одного темнооливково-серого или оливково-коричневого зернистого или студневидного сапропеля. Лишь в самом низу иногда наблюдается некоторое посветление или пожелтение сапропеля. Изредка и в этом типе на самом дне имеется слой, более богатый крупными растительными остатками. Граница между ним и гумуссированными супесью или суглинком резка, а с вышележащим неторфянистым сапропелем постепенна. Вскипания с HCl обычно не наблюдается, но иногда в самой нижней, более светлой своей части сапропель и порода дна слабо вскипают. К этому типу относится некоторая часть залежей озер собственно хребта Урала. Они также могут быть значительными по глубине. Нередко озера с этого типа залежью встречаются рядом с озерами, имеющими залежь первого типа.

III тип. Характеризуется наличием хорошо выраженного слоя диатомового сапропеля, залегающего под слоем обычного оливково-серого сапропеля. Диатомовый сапропель, не отличаясь заметно по виду в сыром состоянии от оливкового сапропеля, столь обогащен диатомовыми водорослями, что представляет собой настоящий диатомит. Этот тип залежи отмечен лишь в оз. Щучьем, в 30 км к северу от Свердловска, близ оз. Шитовского.

IV тип. Характеризуется довольно однородным на протяжении всей толщи залежи темносерым, серовато-коричневым или темнокоричневым, почти нестудневидным, но и незернистым, нередко несколько торфянистым сапропелем. Книзу торфянистость, как правило, усиливается. Иногда внизу бывают более глинистые слои. Розовых оттенков сапропель никогда не имеет. Дно представлено сильно гумуссированными, иногда почти торфянистыми глиной, суглинком или супесью. Реже гумуссированность слабо выражена. Мощность толщи сапропеля, как и глубина озера, обычно невелика, редко превышает 3—4 м. К этому типу относятся залежи сапропеля очень большого числа озер, расположенных на эрозионно-абразионной платформе Урала и на третичной Зауральской равнине в пределах Свердловской, Челябинской и Курганской областей. Этот тип при дальнейшем изучении, вероятно, необходимо будет расчленить на несколько самостоятельных типов.

V тип. Характеризуется залеганиями под слоем оливково-серого сапропеля, мощностью в 2—4 м, особого, очень сильно известковистого, почти белого сапропеля, мощностью около 1 м, заслуживающего скорее название мергеля. Такая залежь констатирована пока только в одном оз. Аракуль Уфалейского района и еще недостаточно изучена.

VI тип. Представлен мощной (до 4 м и более) залежью сильно известковистого, светлых оттенков, красноватого, розового, желтого или палевого, в нижних частях очень плотного сапропеля. Этот тип отличается от первого тем, что в нем нет вовсе темного оливкового сапропеля или его слой весьма невелик, залегая сверху названного. Этот тип залежи представлен, например, в оз. Светленьком, близ Вишневых гор, в оз. Карасьем, у Шитовского оз. и в оз. Караси, близ г. Кыштыма.

VII тип. На сильно гумуссированной суглинистой породе залегает несколько торфянистый сапропель, резко от нее отделенный, около 15—20 см мощностью, бурно вскипающий, как и порода дна, от HCl и весьма богатый ракушками. Он постепенно переходит выше в темновато-серый, местами со слегка грязнорозоватым оттенком крупнозернистый сапропель, который в верхней части имеет зеленоватый оттенок. Весь сапропель сильно насыщен сероводородом. Крайне своеобразна структура этого сапропеля. Его зернистость представлена комочками то темно-оливковыми, то серыми, то розовато-серыми, которые достигают размера до 1—2 мм, но обычно они мельче. Этот тип сапропелевой залежи констатирован пока только в оз. Мазулинском, близ г. Каменска-Уральского.

Изученные сапропелевые залежи под торфяниками относятся к первым двум рассмотренным типам, отличаясь от них тем, что толща сапропеля покрыта слоем торфа, который по мощности своей может сильно колебаться. Залежи сапропеля в Горбуновском и Гальянском торфяниках, близ г. Н. Тагила, относятся к первому типу, а залежь Дегтярского болота у с. Дегтярки, близ г. Ревды, — ко второму. Строение их иллюстрировано профилями, приведенными ниже при пыльцевых спектрах.

Если стратиграфия сапропелевых залежей Урала до сих пор не была предметом специального изучения, то вопрос о возрасте этих залежей, а также и о смене лесной растительности на Урале в послеледниковое время, неоднократно затрагивался в литературе.

Для суждения о возрасте уральских залежей сапропеля и отдельных слоев его важно произвести сравнение данных наших фитопалеонтологических, главным образом, пыльцевых анализов с таковыми для других районов и, прежде всего, для северо-запада Европейской части СССР, так как изучение истории Балтийского моря и торфяников Прибалтики, как известно, позволило установить абсолютную хронологию этих отложений.

В последнее время появился ряд прекрасных сводных работ, обобщаю-

ших материал по истории голоцена [1]. В основном все эти сводки в той или иной мере исходят из истории Прибалтики и свои выводы распространяют также и на Урал, хотя по Уралу материала для этого до сих пор было очень мало.

Д. А. Герасимов (1926,1936) первый применил метод пыльцевого анализа к изучению торфяников и сапропелевых залежей Урала, но опубликовал только краткое предварительное сообщение о результатах этого изучения. Он, принимая в общем общеизвестную схему послеледниковой истории Прибалтики Блитта и Сернандера и распространяя ее на Урал, считал, однако, что после периода тундры и лесотундры климат сделался очень быстро сухим, и ель вместе с отдельными широколиственными породами образовала тогда островные леса среди холодной лесостепи.

Д. А. Герасимов (1926) первоначально полагал, что наиболее древние среднеуральские озера возникали в конце атлантического периода, но впоследствии изменил эту точку зрения и высказал взгляд, что на Урале болота впервые возникли в бореальный период. Этой же точки зрения придерживался и С. Н. Тюремнов, много занимавшийся изучением болот Урала, но, к сожалению, не опубликовавший результатов своих работ. Герасимов также указывал, что пихта появилась на Урале поздно, лишь в период распространения широколиственных лесов, т. е. в суббореальный период.

Истории Среднего Урала касается также и Благовещенский (1940), изучивший ряд сапропелевых отложений и болот на водоразделе между бр. Исетью и Пышмой (Камышловский и Шадринский районы). Он относит образование сапропелевых залежей этих районов и современных торфяников к послеатлантическому периоду, а наблюдаемые иногда в нижних частях залежей слои с остатками солоноводных диатомовых — к периоду усыхания озер, к суббореальному периоду. Такие слои с солоноводными диатомовыми указывает для некоторых озер Урала (например, оз. Увильды и др.) и Жузе (1939), нашедшая также прослойки угля на глубине 6.5 м. По мнению Благовещенского, все эти явления относятся к сухому суббореальному периоду. Однако ряд авторов (Марков, 1939; Зеров и др.) высказался против допущения ксеротермического характера суббореального периода.

Вопроса о возрасте уральских торфяников и сапропелей касаются также А. А. Генкель и А. Н. Пономарев (1940). Они отмечают, что в нижних слоях Камских болот (в частности, Пальтинского болота, где на дне имеется залежь сапропеля) обнаруживается пыльца ивы и ели, и что торфяники Урала, несомненно, берут свое начало в целом ряде случаев субарктического периода.

С. Н. Тюремнов (1940), отмечая, между прочим, что в Горбуновском торфянике Д. Н. Эдингом собран ряд орудий и предметов обихода из стоянки древнего человека, относимых им по возрасту ко второй половине второго и началу первого тысячелетия до н. э., говорит, что стратиграфический и пыльцевой материал приурочивает залежи, где были сделаны эти находки, к суббореальному периоду.

В последнее время Нейштадт (1940) подвел итог своим многолетним работам по изучению развития болот и озер в средней полосе Европейской части СССР и, связывая свои данные с работами Маркова (1939 и др.) по Прибалтике, устанавливает 12 зон в последовательной смене ландшафтов в послеледниковое время в средних областях Европейской части СССР. Кроме того, он дает и более сжатую схему, явившуюся резуль-

---

[1] См. работы Герасимова и Маркова (1939), Тюремнова (1940), Нейштадта (1940), Каца (1941) и сборник «Материалы по истории флоры и растительности СССР», изданный Ботаническим институтом АН СССР (1941).

татом обобщения этих установленных им зон (см. соответствующую колонку в таблице, приведенной на стр. 32). Наиболее древняя зона отвечает абсолютному преобладанию пыльцы ели и максимуму пыльцы ивы. Нейштадт, кроме этого, отмечает, что в одном из торфяников были найдены слои более древние, чем слои названной зоны. Они характеризуются преобладанием двух пород: березы — 51% и ивы — 30%. Ели всего 5%. Эта зона залегает в озерных отложениях (известковый сапропель). Эти данные для нас интересны при сопоставлении с результатами наших исследований.

Наконец, Кац (1941) пишет, что «самый древний период уральских болот — это время нижней ели, лиственницы и ивы». «Другая особенность болот Урала — это то, что ель не исчезает в атлантический период, а дает непрерывную кривую, лишь несколько снижаясь перед суббореальным подъемом. Третья особенность — присутствие пыльцы пихты; она появляется на Урале поздно и в древних горизонтах отсутствует».

Таким образом, фактический материал по пыльцевому анализу уральских болот и торфяников до сих пор был очень невелик [1].

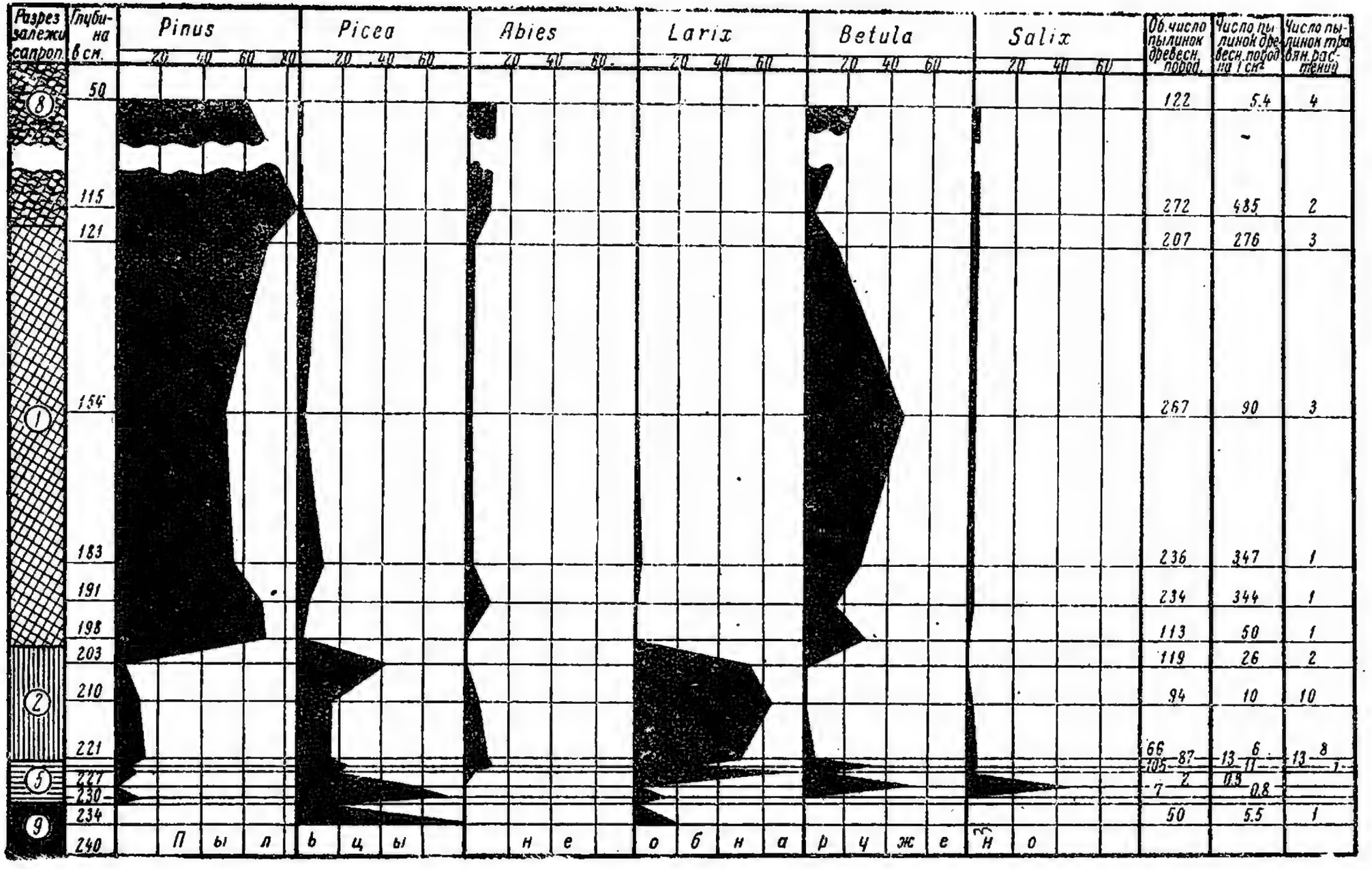
Гораздо более посчастливилось Уралу в отношении применения методов ареалогии для выяснения истории его флоры и растительности. Это ныне интенсивно развивающееся в СССР, направление исторической ботанической географии в отношении Урала ведет свое начало еще от Корженинского (1894). За последнее время особенно много сделано И. М. Крашенинниковым, давшим обстоятельную сводную работу, основанную на его многолетних работах и работах других авторов (Сюзева, Игошиной, Ильина и др.). Крашенинников (1939) доказывает, что в перигляциальной зоне Урала и Предуралья во время вюрмского оледенения была распространена холодная сухая лесостепь с сочетанием лиственничных, сосновых и березовых лесов. В это время на Урал продвинулась из более центральных и частью южных частей Сибири особая флора, названная им «постплиоценовым комплексом». В начале же и в конце оледенения был также холодный, но более влажный климат, когда господствовали светлохвойные (сосна и лиственница) и темнохвойные (ель и пихта) леса. Он допускает, что в послеледниковый промежуток времени был период, когда климат был теплее и суше современного (ксеротермический период), когда широколиственные породы продвигались далее к северу в Приуралье и частью на Урале, а также происходила инвазия степной растительности к северу.

Из этого краткого обзора истории изучения смен климата и растительности в послеледниковое время на Урале и в районах, близких к нему, нельзя не видеть, во-первых, бедности данных в этом отношении, во-вторых, тенденции к перенесению на Урал выводов, сделанных для более западных частей СССР, в-третьих, признания распространения в ледниковое время в перигляциальной зоне холодной лесостепи и даже степи. Этой точки зрения придерживаются и другие ботаники (см., например, работы Клеопова и др.). Нельзя, однако, не отметить взгляды Б. Н. Городкова (1939), который решительно возражает против допущения существования сухой и холодной степи и лесостепи в перигляциальной зоне.

Хотя в меридиональном направлении наши исследования не захватывают даже всего Среднего Урала, будучи приурочены почти исключительно к его южной половине и простираясь с севера на юг меньше чем на 300 км. Однако послеледниковая история более северных и более южных частей исследованной полосы Урала отличается довольно значи-

---

[1] Статья сдана в печать в конце 1944 г., поэтому позднейшая литература могла быть принята во внимание.



Фиг. 1. Диаграмма пыльцевого спектра Горбуновского торфяника

1 — коричневый, к низу делающийся более серым сапропель; *2* — красновато-розовый сапропель; *5* — зеленовато-серый глинистый сапропель; *8* — торф; *9* — синевато-серый суглинок.

тельно. Не касаясь сейчас зауральской территории, рассмотрим историю собственно уральской хребтовой полосы.

Для наиболее северной части нашего района дают очень ценный материал сапропелевые отложения двух торфяников близ г. Н. Тагила — Горбуновского и Гальянского. Горбуновский торфяник получил известность благодаря археологическим исследованиям Эдинга (1939). В настоящее время торфяник осушен и разрабатывается. В центральной его части под слоем торфа в 1—1.2 м в осушенном состоянии залегает толща сапропеля мощностью в 1—1.3 м, которая грубо может быть расчленена на три слоя: верхний — коричневатый, к низу сереющий, не вскипающий от HCl, затем — красновато-розовый и нижний — зеленовато-серый. Оба последних слоя бурно вскипают от HCl. Дно представлено синевато-серой глиной.

Рассматривая пыльцевые спектры (см. фиг. 1, 2), можно видеть, что самые нижние обнаруженные слои, представленные синевато-серой глиной, характеризуются ивой, березой, елью, сосной, лиственницей и ольхой. Однако пыльца сосны явно случайна, заносна. За это говорит то, что она встречена в ничтожном количестве и выше вовсе исчезает. Повидимому, такого же происхождения и пыльца пихты и ольхи. Однако нахождение пыльцы пихты очень интересно, так как свидетельствует о произрастании этой породы где-то недалеко на Урале, тем более, что выше она скоро появляется в значительном количестве. Абсолютно здесь преобладает береза (39%), много ели (29%) и ивы (19%); лиственницы немного (4%). В нижних слоях глины превалирует пыльца ивы и березы, а выше — березы и ели. Пыльцы травянистых растений немного [1], но и вообще пыльцы мало. Реконструируя по этим данным характер растительности, можно сделать заключение, что во время отложений синевато-серой глины, леса не были сплошными, а состояли из березово-еловых островков, расположенных среди значительных безлесных пространств, покрытых, вероятно, ивой и карликовой березой (*Betula nana* L.), так как среди березовой пыльцы очень много мелкой. Эрозия в это время была значительна. В начале этого времени ели было немного, но постепенно ее количество увеличивалось, еловых лесов становилось все больше, а зарослей ив меньше. К концу этого времени, повидимому, начала распространяться лиственница. Климат был суровый, но не сухой, иначе не могли бы быть сильно распространены еловые леса. Наиболее вероятно, что вначале господствовали тундровые условия европейского севера, скоро сменившиеся лесотундровыми. Надо думать, что озеро, бывшее на месте Горбуновского торфяника, возникло во время или после окончания последнего оледенения при тундровом ландшафте, скоро сменившемся березово-еловой лесотундрой. Сосны в это время здесь не было, а лиственница начала к концу этого периода постепенно распространяться.

Следующим этапом развития растительности было распространение лиственницы и частичное вытеснение ею ели. Наступившую стадию можно назвать елово-лиственничною. В это время уже откладывались настоящие сапропели, вначале все же глинистые. Органическая жизнь в водоемах значительно развилась, что, вероятно, было связано с небольшим потеплением климата. Замечательно то, что становится явно значительно меньше пыльцы березы. Это произошло, повидимому, за счет сокращения *Betula nana*, а, возможно, и берез из группы *Albae*.

Учитывая экологические свойства ели и лиственницы, значительное распространение последней можно объяснить не только вытеснением

---

[1] О значении учета пыльцы травянистых растений см. особенно последнюю работу В. П. Гричука (1942).

Разрез залежи сапропеля	Глубина в см.	Pinus	Picea	Larix	Betula	Salix	Общ. число пылинок древ. пород	Число пылинок древ. пор. на 1 см²	Число пылинок травянист. раст.
		20 40 60	20 40 60	20 40 60	20 40 60	20 40 60			
2	219						191	28.3	7
	221						95	8.5	2
	223						89	7.9	1
5	225						103	9.1	1
	227						121	10.7	2
	229						80	7.1	4
	230					Alnus 2	86	7.6	2
	232						77	6.8	3
	235					Abies 1	29	2.5	
	240						29	2.5	1
9	245						2	0.2	
	250					Alnus 1	24	2.1	3
	252						32	2.8	1

Фиг. 2. Диаграмма пыльцевого спектра Горбуновского торфяника (нижняя часть)
красновато-розовый сапропель; 5 - зеленовато-серый глинистый сапропель; 9 синевато-серый суглинок.

части еловых лесов лиственницей, но и тем, что последняя заняла места, ранее бывшие безлесными. Но все же отрицать частичное вытеснение еловых лесов лиственничными нельзя. А так как при достаточно влажных климатических условиях ель всегда вытесняет лиственницу, то, чтобы произошел хотя бы частично обратный процесс, необходимо значительное изменение климатических условий в сторону континентальности. Крайне слабое распространение сосны или, точнее, ее отсутствие в это время говорит за то, что условия оставались суровыми, потепления климата не было. Так как пыльцы лиственницы и ели не только относительно, но и абсолютно много, а пыльцы травянистых растений в общем все же немного, то в это время ландшафт был почти сплошь лесной. О том, чтобы он был похож на степь или лесостепь, хотя бы холодные, не может быть и речи.

В это время, вероятно, растительность была сходна с современной растительностью севера Западно-Сибирской низменности или некоторых вершин гор Урала и Алтая. Если все же количество пыльцы травянистых растений несколько увеличивается по сравнению с предыдущей стадией, то это связано с тем, что в светлых лиственничных лесах был густой травяной покров на богатой почве. Эта елово-лиственничная стадия захватывает все время отложения зеленоватого глинистого и затем розового сапропелей. Все эти сапропели сильно вскипают от HCl, что связано, с одной стороны, с малой выщелоченностью почв этого времени и значительным выносом извести в водоемы, а с другой — с континентальностью климата. В этот период вместе с елью немалое участие в лесах этого района принимает и пихта.

Залегающий выше розового сапропеля неизвестковистый серый сапропель характеризуется резко отличным составом пыльцы. Пыльца лиственницы исчезает, очень сильно увеличиваются сосна[1] и отчасти береза. Эту стадию, пришедшую на смену елово-лиственничной, можно назвать сосновой. Ель в это время еще более значительно уменьшается в лесах. В сущности, эта стадия продолжается и доныне.

Учитывая наличие относительно резкой и полной замены лиственницы сосною и очень сильное уменьшение ели, надо полагать, что этот этап в развитии растительности сопровождался и существенным изменением климата, именно в сторону его потепления, а, может быть, и уменьшения влажности. Однако смене лиственницы сосною благоприятствовало также и происшедшее выщелачивание почв и обеднение их известью. Вероятно, в начале этой стадии климат был сходен с современным, но несколько суше. Хотя мощность отложенного в эту стадию сапропеля почти в три раза превышает мощность сапропеля предыдущей стадии, по продолжительности этих стадий могли и не находиться в таком же соотношении, так как нижние слои значительно уплотнились, и затем в сосновую стадию более благоприятные климатические условия содействовали более быстрому накоплению сапропелевых отложений. Поэтому о продолжительности этих стадий нельзя судить только по мощности слоев. Полное заторфовывание Горбуновского водоема произошло в течение этой стадии, примерно, в начале второй половины ее; торф накоплялся, конечно, значительно быстрее, чем сапро-

---

[1] В данной работе нами не делается различия между пыльцою сосны и кедра; она относится просто к роду *Pinus*, так как изучение современной пыльцы сосны на Урале показало, что признаки, считаемые отличительными для пыльцы сосны и кедра, не являются надежными. Способ прикрепления воздушных мешков, форма и размеры пыльцы очень сильно варируют. Особенно велики размеры пыльцы оказались у болотной сосны (до 80 μ). Поэтому различить пыльцу этих двух пород под микроскопом трудно. Несомненно, подавляющее большинство пыльцы из рода *Pinus*, отмечавшейся в наших сапропелевых отложениях, принадлежало обыкновенной сосне, *Pinus silvestris*.

Разрез залежи сапропеля	Глуб. в см.	Pinus	Picea	Larix	Betula	Salix	Об число пыльцы древ. пород	Число пыльцы и спор на 1 см² древ. пор.	трав. рас.	папорот.	мхов
	375	20 40 60	20 40 60	20 40 60	20 40 60	20 40 60	474	210.7	1	7	
8	380						424	188.4			1
	385						439	195.1	3		
1	390						304	135.1	1		
	395						294	130.7			
	397						220	97.8	1		
	399						153	69.0	2	4	
	406						167	74.2	2		
	410						179	39.8			
	415						141	15.6	2		
	417						194	21.5	1	10	2
	420						77	6.7			
2	428						100	8.8			
	437						139	8.9			
	447						68	6.0			
9	462						51	3.0			

Фиг. 3. Диаграмма пыльцевого спектра Гальянского торфяника

1 коричневый сапропель; *2* желтоватый, сильно-известковистый сапропель; *8* торф; *9* синевато-серая глина.

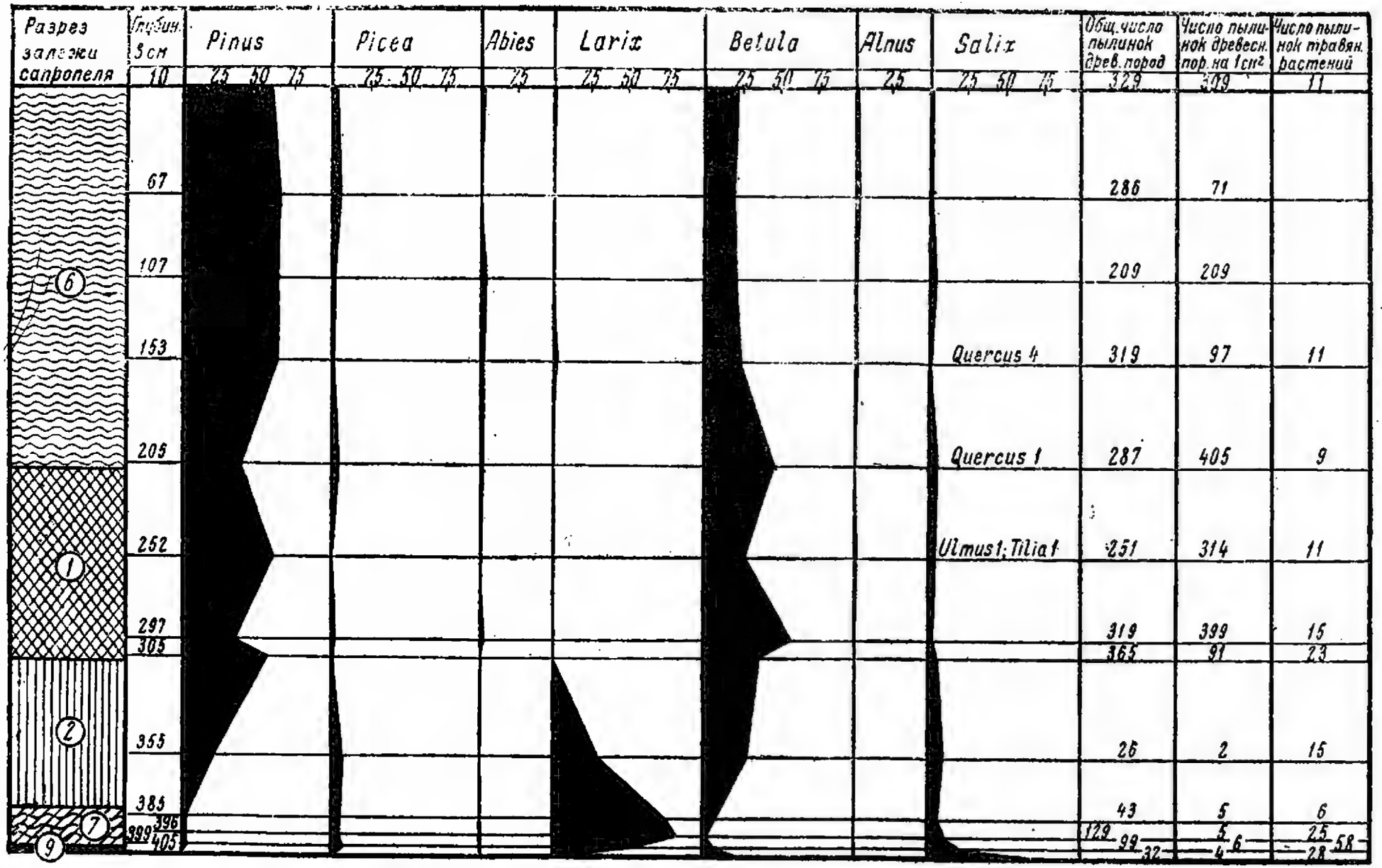
пель. Среди толщи торфа замечается более разложившийся горизонт с крупными пнями сосны. Нет основания не видеть в нем аналога пограничному горизонту, установленному для торфяников более западных областей.

Хотя пыльцевой анализ специально торфяной толщи нами не проводился, но образец торфа, взятый из пограничного горизонта, не дает резких отличий в спектре от нижележащего торфа; отмечается лишь некоторое увеличение пыльцы березы и уменьшение сосны. Отвечает ли это явление действительно бо́льшему распространению в этой местности березы во время образования пограничного горизонта или оно случайно, должны показать дальнейшие исследования. Возможно, что изгибы кривых в сторону увеличения березы и уменьшения сосны связаны с периодическим распространением пожаров, после которых сосна временно сменялась березой.

Доходили ли до Н. Тагила в какую-либо из указанных стадий широколиственные породы? Пыльцевой спектр на этот вопрос ответа не дает. Четыре пылинки вяза, отмеченные для серого сапропеля, ничего еще не говорят.

Эти выводы сделаны на основании данных, полученных при анализе сапропеля из одного Горбуновского торфяника. Можно ли считать их достаточно характерными для всего района Н. Тагила? Ответ на этот вопрос дает анализ сапропеля из Гальянского торфяника, расположенного у самого г. Н. Тагила, километрах в 6-ти от Горбуновского торфяника. Этот обширный торфяник совершенно осушен и разрабатывается. В осушенном состоянии толща торфа, лежащая выше слоя сапропеля, местами достигает более 6 м. Сапропель изучен был в искусственной выемке, где мощность сильно уплотненного торфа достигла около 375 см. Ниже следовал слой очень сильно уплотненного сапропеля мощностью около 80 см, подстилаемого синевато-серой глиной. Слой сапропеля ясно разделяется на 2 горизонта, верхний — коричневый, около 22 см, и нижний — желтоватый, в сухом состоянии почти белый, сильно известковистый сапропель, около 58 см мощностью. Из данных пыльцевого анализа можно видеть, что верхние слои глины откладывались в условиях также лесотундры, где встречалась в качестве лесообразователя главным образом ель, но было не мало и лиственницы, а свободные от лесных участков места, повидимому, были заняты зарослями ивы и березы. Так как и здесь пыльца березы в значительной своей части мелкая, то надо думать, в это время было много *Betula nana* L. Отложение светлого известковистого сапропеля в большей части своей происходило в еловолиственничный период при малом участии в растительности березы и ивы и при отсутствии сосны. Однако здесь известковистый сапропель продолжал откладываться еще и в следующую стадию, которая вначале характеризуется господством березы при сильном уменьшении ели и почти полном отсутствии лиственницы. В начале этой стадии сосны было мало, но дальше ее количество все увеличивается. Коричневые сапропели, которые начали откладываться на смену светлым известковистым в время максимума распространения березы, сами сменились отложением гипнового торфа тогда, когда выявилось сильное уменьшение березы и мощное возрастание участия сосны в лесах.

По данным пыльцевого спектра этой сапропелевой залежи можно было бы выделить особую березовую или сосново-березовую стадию, которая была довольно продолжительна. Однако, учитывая данные Горбуновского торфяника, правильнее было бы считать, что в начале сосновой стадии местами было очень много березы, т. е. в этой стадии можно установить подстадию березово-сосновую, через которую еловолиственничные леса перешли в сосновые. Во всяком случае, темные



Фиг. 4. Диаграмма пыльцевого спектра сапропеля озера Малый Шарташ

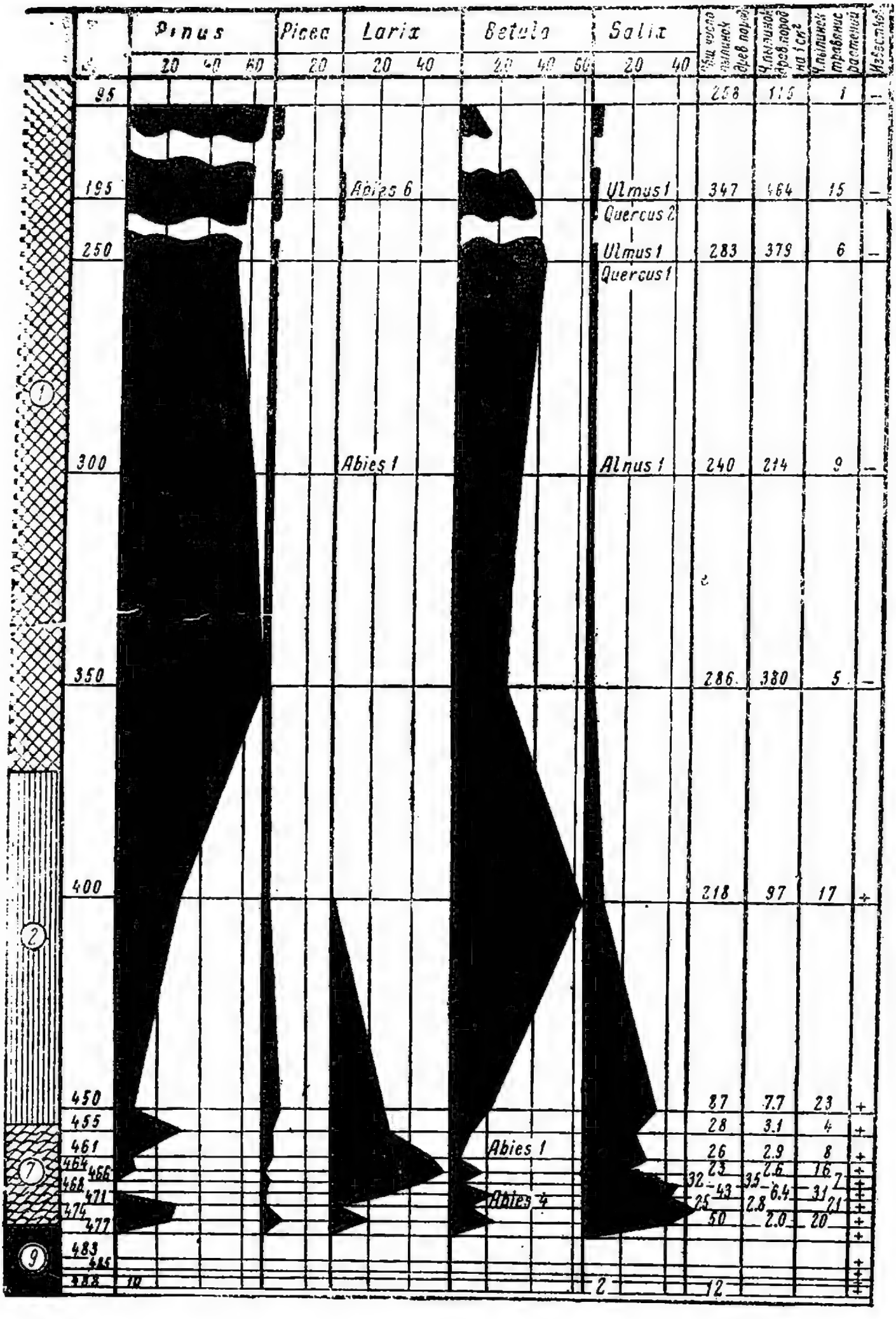
1 серо-оливковый сапропель; *2* — красновато-розовый сапропель; *6* — торфянистый сапропель (поверхностный слой); *7* — торфянистый слой придонного слоя; *9* — синевато-серая глина.

мало известковистые сапропели начали откладываться с начала усиления роли сосны в лесах. Заторфовывание Гальянского водоема произошло в начале сосновой стадии. Среди толщи торфа может быть также выделен пограничный горизонт, но он здесь менее ясно выражен, чем в Горбуновском торфянике. Широколиственных пород, а также пихты в отложениях сапропеля этого торфяника не отмечено. Ольха представлена единичными пылинками.

Таким образом, данные Гальянского торфяника подтверждают выводы, сделанные по Горбуновскому торфянику.

Средняя часть исследованного района в пределах хребтовой полосы Урала представлена озерами в окрестностях Свердловска, которые могут быть разделены на 2 группы. Одна из них имеет сапропелевые залежи (за исключением оз. Карасьего — Шитовского с залежью шестого типа) первого типа, другая группа — второго типа. Остановимся сначала на озерах первого типа. Они дают наиболее полные пыльцевые спектры. Из озер этой группы изучены: М. Шарташ, Вздохня (Сухореченское). Карасье по Сибирскому тракту, Карасье по Московскому тракту, Песчаное, Щучье близ Шитовского оз. и Вашты. Для первых трех проанализированы полностью образцы из 2—4 скважин по каждому озеру. Таким образом, имеется материал по 16 скважинам, заложенным во всю сапропелевую толщу и захватывающим породу дна. В общем результаты анализов по всем озерам сходны. Чтобы не загромождать статью однородным материалом, приведем данные только для первых трех озер, которые могут хорошо иллюстрировать общие для всех озер выводы (см. фиг. 4, 5, 6).

В самых древних (нижних) слоях преобладает пыльца ивы и березы. Так, в одной более глубокой скважине в оз. М. Шарташ в глине дна было ивы 62%, березы 25%, единично лиственница и ель, при отсутствии сосны. В одной тоже глубокой скважине в оз. Карасьем по Сибирскому тракту в глине было ивы 87%, березы 6.5%, сосна, ель и лиственница представлены 2%. В другой скважине оз. М. Шарташ в торфянистом сапропеле на глине было ивы 77%, березы 19%, сосны 3%, ели 1% и отсутствовала лиственница. Следы этой стадии можно видеть и в оз. Вздохня. Следовательно, здесь представлен тот период тундры или березовой лесотундры, который отмечен для Тагильского района. Пыльцы травянистых растений много; в одном случае (оз. Карасье) она превалирует над древесной. В это время в этих озерах откладывались глина или реже торфянистый сапропель. В других озерах этой группы верхние образцы глины характеризовались уже началом следующей стадии, когда стали распространяться лиственница и ель. С таким же составом пыльцы были слои глины или торфянистого сапропеля, залегавшие выше отмеченных в предыдущих озерах лесотундровых слоев. В этой части пыльцевых спектров сапропелей свердловских озер замечается существенная разница по сравнению с таковыми для Тагильского района. Именно, не отмечается преобладания распространения ели по сравнению с лиственницей. Здесь березовую тундру или лесотундру сменили сразу лиственничные леса, однако местами со значительным участием ели. Березы становится меньше. Эта стадия может быть названа елово-лиственничной. Сосна большею частью отсутствует. В этой стадии местами отмечается заметное количество пихты (оз. Вздохня — до 9%, оз. Щучье — 2.5%. оз. Карасье по Сибирскому тракту — 1.5%). Кое-где была отмечена единично пыльца вяза, но она явно заносная. Пыльцы травянистых растений много, что отвечает широкому распространению светлых лиственничных лесов на богатой почве, но все же ее меньше, чем древесной. В течение этой стадии откладывался, главным образом, нижний торфянистый сапропель и сменивший его сильно известковистый розовый с



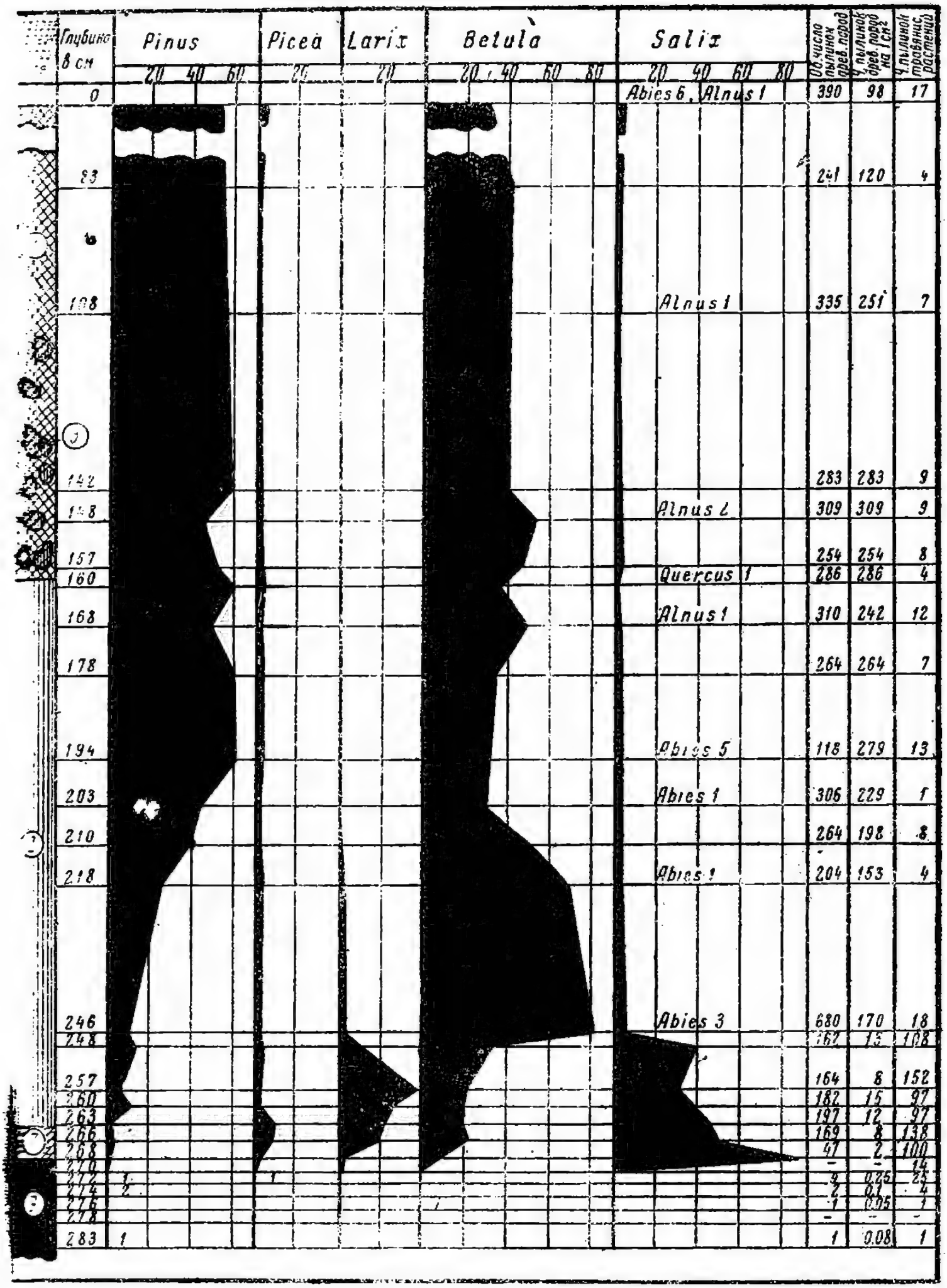
Фиг. 5. Диаграмма пыльцевого спектра сапропеля озера Вздохня (Сухореченское)
1 — серо-оливковый сапропель; 2 — красновато-розовый сапропель; 7 — торфянистый сапропель придонного слоя; 9 — синевато-серый суглинок.

и красный сапропель. По климатическим условиям эта стадия в Свердловском районе характеризуется так же, как и в районе Н. Тагила, суровыми условиями, но, возможно, несколько меньшей влажностью воздуха, т. е. несколько большей континентальностью. Почвы также не выщелочены; в озера вносится много извести.

Елово-лиственничная стадия, судя по пыльцевым спектрам, довольно скоро переходит в сосново-березовую. Если в Тагильском районе сосновая стадия началась со значительным, по крайней мере, местами, участием березовых лесов, то в Свердловском районе уже можно говорить об особой стадии сосново-березовых лесов. Хотя в это время здесь появилась уже и сосна, но все же ее роль в лесах большею частью значительно скромнее, чем березы; например, в оз. Карасьем по Сибирскому тракту березы до 84%, а сосны 10%; в оз. М. Шарташе, Щучьем, Карасьем по Московскому тракту березы до 83%, а сосны 14%; в оз. Вздохне березы до 63%, сосны до 28%. В это время лиственница сходит почти на-нет или ее очень мало в лесах. Ель тоже сильно уменьшилась. Пихта попрежнему в небольшом количестве, как и ива. Пыльцы травянистых растений становится значительно меньше, но все же ее больше, чем в следующей стадии. Откладывается розовый известковистый сапропель. Климатические условия в эту стадию, которая отвечает подстадии березово-сосновой Тагильского района, повидимому, не отличались от климатических условий этой последней, т. е. климат был теплее и, вероятно, несколько суше, чем в предыдущую елово-лиственничную стадию. В окрестностях Свердловска было больше в лесах березы, чем сосны, по сравнению с Тагильским районом, вероятно, благодаря меньшей здесь выщелоченности почв к этому времени. Широколиственных пород в эту стадию не отмечено. Она довольно постепенно переходит в типичную сосновую стадию.

В сосновую стадию присутствие березы все время значительно. Общий характер этой стадии здесь не отличался существенно от характера ее у Н. Тагила, но, вероятно, сюда в средине этой стадии или ближе к современному моменту в известное время проникали широколиственные породы, в том числе и дуб, но в очень ограниченном количестве. Для сосновой стадии характерно отложение темных оливковых сапропелей. Однако в некоторых озерах отложение известковых розовых сапропелей окончилось в начале или в первой половине этой стадии.

Теперь рассмотрим группу свердловских озер, залежи которых относятся ко второму типу. Сюда можно отнести оз. Шувакиш, Б. Шарташ, Глухое, Половинное, Балтым, Ижбулат и Дегтярский торфяник. Последние две залежи находятся близ с. Дегтярки Ревдинского района. Залежи этих озер состоят только из одного вида оливкового или коричневого сапропеля. Их пыльцевой спектр является как бы срезанным в своей нижней части (см. фиг. 7). Обычно он начинается с сосново-березовой стадии, иногда, впрочем, захватывает самый верх елово-лиственничной стадии (например, оз. Шувакиш). Выше спектры имеют характер, свойственный залежам первого типа. Однако в подстилающей сапропель глине имеется пыльца, аналогичная по составу елово-лиственничной стадии. Таким образом, сапропелевые залежи этих озер более молодые отвечающие по возрасту большею частью сосново-березовой стадии часто даже концу ее и лишь в одном случае концу елово-лиственничной стадии. Объяснить это можно либо тем, что эти озера возникли позже первых, либо тем, что в них долго шло отложение глинистых слоев и позже начал откладываться настоящий сапропель, но по возрасту своих ванн обе эти группы озер могут и не отличаться. Учитывая то, что озера относящиеся к этим двум группам, лежат иногда почти рядом (например, оз. М. и Б. Шарташи) или очень близко (например, оз. Глухое



Фиг. 6. Диаграмма пыльцевого спектра сапропеля озера Карасье по Сибирскому тракту

1 — серо-оливковый сапропель в нижней части с включениями темновишневого сапропеля *3*); *2* — красновато-розовый сапропель; *7* — торфянистый сапропель придонного слоя; *9* — синевато-серый суглинок.

оз. Карасье по Московскому тракту) при одинаковых геологических ус: виях, трудно допустить, чтобы время образования их ванн отличал: столь значительно. Более вероятно допущение, что в этих озерах ли: позже начал накапливаться настоящий сапропель. В пользу эт: говорит еще и то, что это все озера более крупные и более глубок: в которых и сейчас сапропелеобразование идет более медленным темп: Этому может содействовать, во-первых, меньшая прогреваемость во: емов, во-вторых, бо́льшая олиготрофность их и, в-третьих, больш: волнение, перемешивающее воды, создающее лучшие условия для сн: жения их кислородом и отчасти мешающее развитию органическ: жизни. При этом допущении становится понятным, что залежи о: этой группы неравновозрастны, начинаясь то от конца елово-листве: ничной стадии, то от начала сосново-березовой. К этой же катего: придется, повидимому, отнести и такие крупные озера как Исетск: и Шитовское, сапропелевые залежи которых состоят лишь из одн: оливкового сапропеля.

Заканчивая рассмотрение Свердловской группы сапропелевых залеж: надо остановиться на той своеобразной придонной торфянистой п: слойке, которая столь характерна для залежей первого типа. В типичн: виде эта прослойка представляет собой сапропель с большим коли: ством крупных растительных остатков, которые большею частью сост: из стеблей и листьев осок и злаков; много стеблей и семян различн: видов *Potamogeton*. Этих остатков иногда бывает так много, что от: жение носит характер почти настоящего торфа, но оно может иметь в: лишь обычного сильно известковистого серого или желтовато-зелено: реже — красноватого сапропеля с большим или меньшим количеств: листьев и стеблей. Иногда бывает, что верхние слои глины обогаще: такими же стеблями и листьями. Таких торфянистых прослоек в зале: второго типа не бывает; их нет иногда и в более глубоких частях о: залежи которых относятся в целом к первому типу. Это все заставл: думать, что эти прослойки образовались при более низком стоян: уровня воды в озере, когда зона макрофитов в них была сильно разви: Затем к концу стадии елово-лиственничного леса озера наполнил: водой и начал откладываться чистый сапропель. Для окончательн: решения вопроса о происхождении этих прослоек нужны дальней: исследования.

К Свердловской группе озер можно отнести еще 2 озера, имен: Арамашевское и Белое. Оба располагаются на северо-западе от г. Св: ловска в пределах Режевского района. Первое озеро лежит на севе: а второе на юге от г. Режа. Арамашевское озеро (близ села того же н: именования) имеет сапропелевую залежь первого типа. Белое им: залежь второго типа. В Арамашевском озере торфянистый сапроп: лежащий на дне (породу дна не удалось извлечь буром), начал отк: дываться в конце елово-лиственничного периода (см. фиг. 8). Ста: сосново-березовая не так хорошо выражена, как в других Свердловск: сапропелевых залежах, но лучше, чем в Н.-Тагильских. Слой торфя: стого сапропеля очень мощен — более 50 см. Его отложение закончил: уже в средине сосново-березовой стадии. Ель в елово-лиственнич: стадию играла меньшую роль, чем в окрестностях Н. Тагила, приме: ту же, что и в окрестностях Свердловска. Таким образом, Арамаш: ское озеро, не внося чего-либо нового, может быть примером зале: переходного характера между Свердловскими и Тагильскими.

Такой же характер носит и сапропелевая залежь оз. Белого [1].

---

[1] Образцы сапропеля доставлены Уральским отделением Всесоюзного на: исследовательского института рыбного хозяйства (дир. А. И. Ревнивых).

Разрез залежи сапропеля	Глубина в см	Pinus	Picea	Larix	Betula	Salix	Об. число пыльцинок древ. пор.	Ч. пыльцинок древ. пор. на 1 см²	Ч. пыльцинок травян. растен.
	353	25 50 75	25	25	25 50 75	25 50 75	200	50	
	377					Tilia 1	218	54	3
	403					Abies 1	240	118	3
	428						500	124	5
	443						280	70	
1	453						414	69	1
	483						232	119	4
	550					Abies 1.	218	54	4
9	560						[illegible]	1	

Фиг. 7. Диаграмма пыльцевого спектра сапропеля Дегтярского болота

1 — коричневато- оливковые сапропели; *9* — синевато-серая глина.

отчасти имеет переходный характер между залежами первого и второго типа. Хотя вся толща состоит из темного оливкового сапропеля, в нижней части, отвечающей елово-лиственничной стадии, наблюдается вскипание от HCl и посветление сапропеля. Елово-лиственничная стадия очень хорошо выражена, но сосново-березовая не столь ясно. Озеро начало откладывать сапропель в средине елово-лиственничной стадии; принос же извести был уже не очень большой, и поэтому типичного светлого розового сапропеля не образовалось.

Пыльцы широколиственных пород не обнаружено в этих залежах, за исключением липы в первой половине березово-сосновой стадии. Таким образом, эти две сапропелевые залежи лишь подтверждают ранее сделанные выводы.

Теперь переходим к самой южной нами изученной группе озер хребтовой части, располагающейся в Уфалейском и Кыштымском районах Челябинской области. Озера, сюда относящиеся, по характеру сапропелевых залежей можно также подразделить на два типа. Такие озера, как Б. и М. Каганы Уфалейского района, Безымянное оз. налево от дороги из г. Каслей на ст. Маук, Казагалы, М. Глубострак и Душное близ Кыштыма, Зидикуль (к северу от оз. Увильды) и Б. Баик (к югу от оз. Увильды), имеют сапропелевые залежи первого типа, начавшие откладываться очень давно. Примерами залежей второго типа могут служить залежи оз. Темного и Татыша близ Кыштыма, Сабанай (Урашты) и Акачкуля близ оз. Увильды. Эти залежи, несомненно, более молодые. К древним залежам, повидимому, относятся и залежи оз. Светленького (близ оз. Сунгуль, у подножия восточного склона Вишневых гор) и оз. Караси близ г. Кыштыма, а к более молодым — залежь оз. Аракуль. Однако в этих озерах самых нижних слоев известковистого сапропеля и породы дна не удалось достать, поэтому для окончательного решения вопроса об их возрасте необходимы еще исследования.

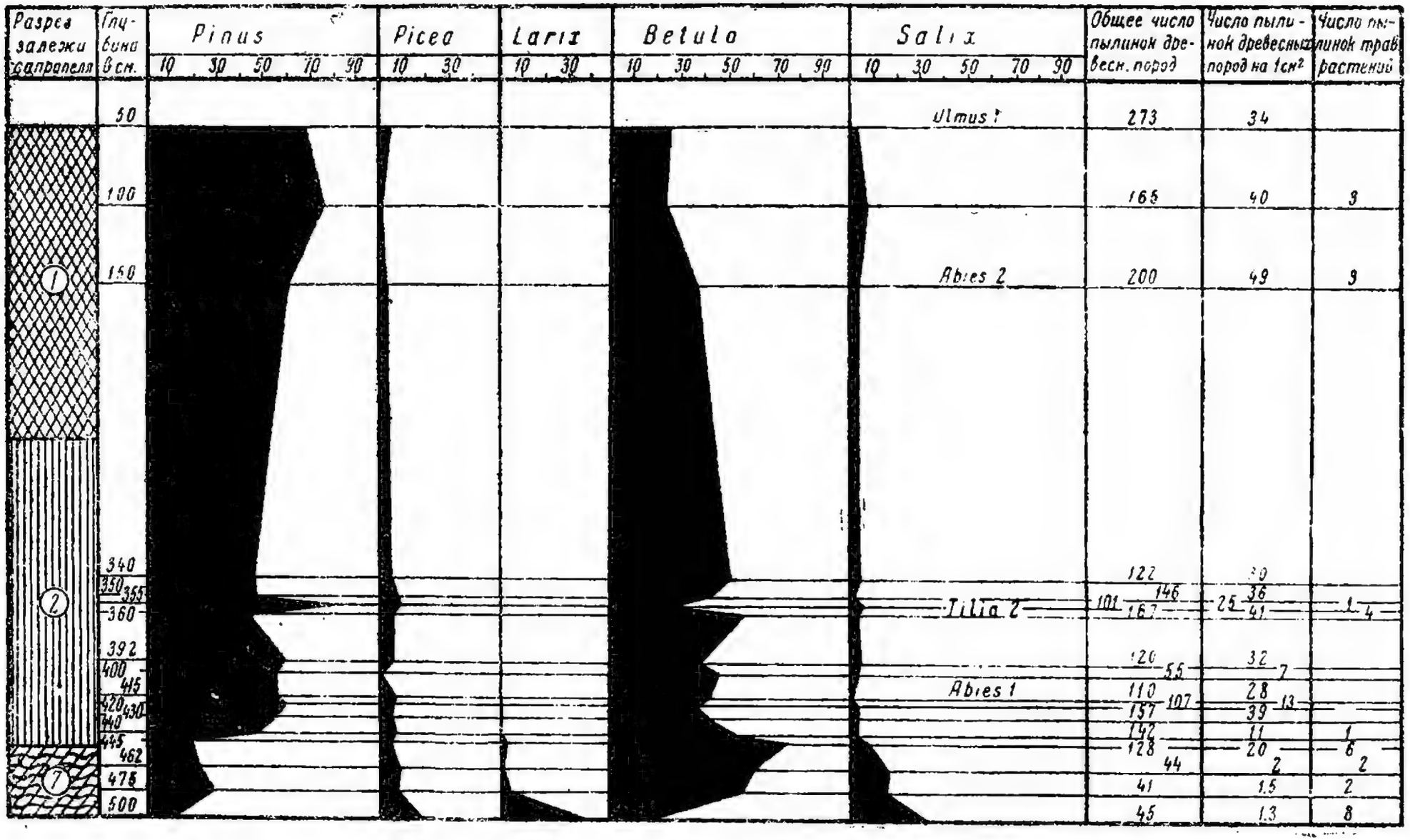
Залежи первого типа озер Уфалейско-Кыштымской группы дают в общем сходные пыльцевые спектры (см. таблицу пыльцевого спектра оз. М. Каган, фиг. 9). В наиболее глубоких исследованных нами слоях, именно в глине, обычно больше всего ивы (в оз. М. Каган и оз. М. Глубострак — до 60%) и березы (до 30%) и немного лиственницы, но в некоторых случаях в глине имеется максимум лиственницы и много ивы, а березы мало (например, оз. Б. Баик, Казагалы, Душное). Ели в самых нижних слоях вообще мало.

В общем можно сделать вывод, что наиболее древние слои, охваченные пыльцевым анализом, относятся к лесотундровой стадии, которая для данного района характеризовалась господством ивы и березы (повидимому, *Betula nana* и *B. tortuosa*) и островками леса из лиственницы и ели. В противоположность более северным районам, в этих островках, несомненно, господствовала лиственница; ели было значительно меньше; сосны в это время здесь не было.

Затем наступила стадия лиственничных лесов. В некоторых залежах (например, оз. Б. Каган) пыльцы лиственницы 100% (подсчитано в 5 препаратах — 64 зерна), а в оз. Душное лиственницы 72% и ивы 28%. Береза часто вовсе исчезает или ее очень немного.

Ели в этой стадии в Уфалейско-Кыштымском районе немного, особенно мало ее в более южных частях этого района. Пыльца сосны попадается то в относительно значительном количестве, то вовсе отсутствует (например, оз. Б. Каган). Пихта начинает попадаться в самом начале этой стадии, но в очень небольшом количестве.

Если в стадии лесотундры откладывалась глина и лишь в конце ее торфянистый сапропель, то в стадии лиственничных лесов, главным образом, откладывался торфянистый сапропель и частью известковистый



Фиг. 8. Диаграмма пыльцевого спектра сапропеля озера Арамашевское

1 — коричнево-оливковые сапропели; *2* — розовые и розовато-желтые сапропели; *7* —торфянистый сапропель придонных слоев.

сапропель. В некоторых озерах слой торфянистого сапропеля хорош выражен (например, оз. Душное, Безымянное), а в других он отсутству- (например, оз. М. Каган, Б. Баик).

Климат в стадии березово-ивовой лесотундры был суровый; в следу- щую стадию сделался мягче и континентальнее. Континентальность е в этом районе была, видимо, резче выражена, чем в более северных ра онах.

В следующую стадию лиственница почти исчезает и сильно расп страняется береза. Эта березовая стадия была очень рельефно выраже в этом районе. Например, в слое залежи сапропеля этого периода оз. Казагалы на долю пыльцы березы падает 83%. Ели и пихты очень ма как и лиственницы, пыльца которой большею частью исчезает. Бр сается в глаза местами относительно большое количество пыльцы ив в э стадию. Сосна в начале этой стадии отмечается в очень малом колич стве, но постепенно ее количество увеличивается. Откладываются силь известковистые, большею частью розовые сапропели. Почвы в это врем очень мало выщелочены.

Следующая стадия может быть с полным правом названа березов сосновою, а, судя по некоторым спектрам, даже сосново-березовой, т как хотя в эту стадию и увеличивается в лесах количество сосны, но в же все время в них много и березы; часто она даже значительно прев лирует над сосною.

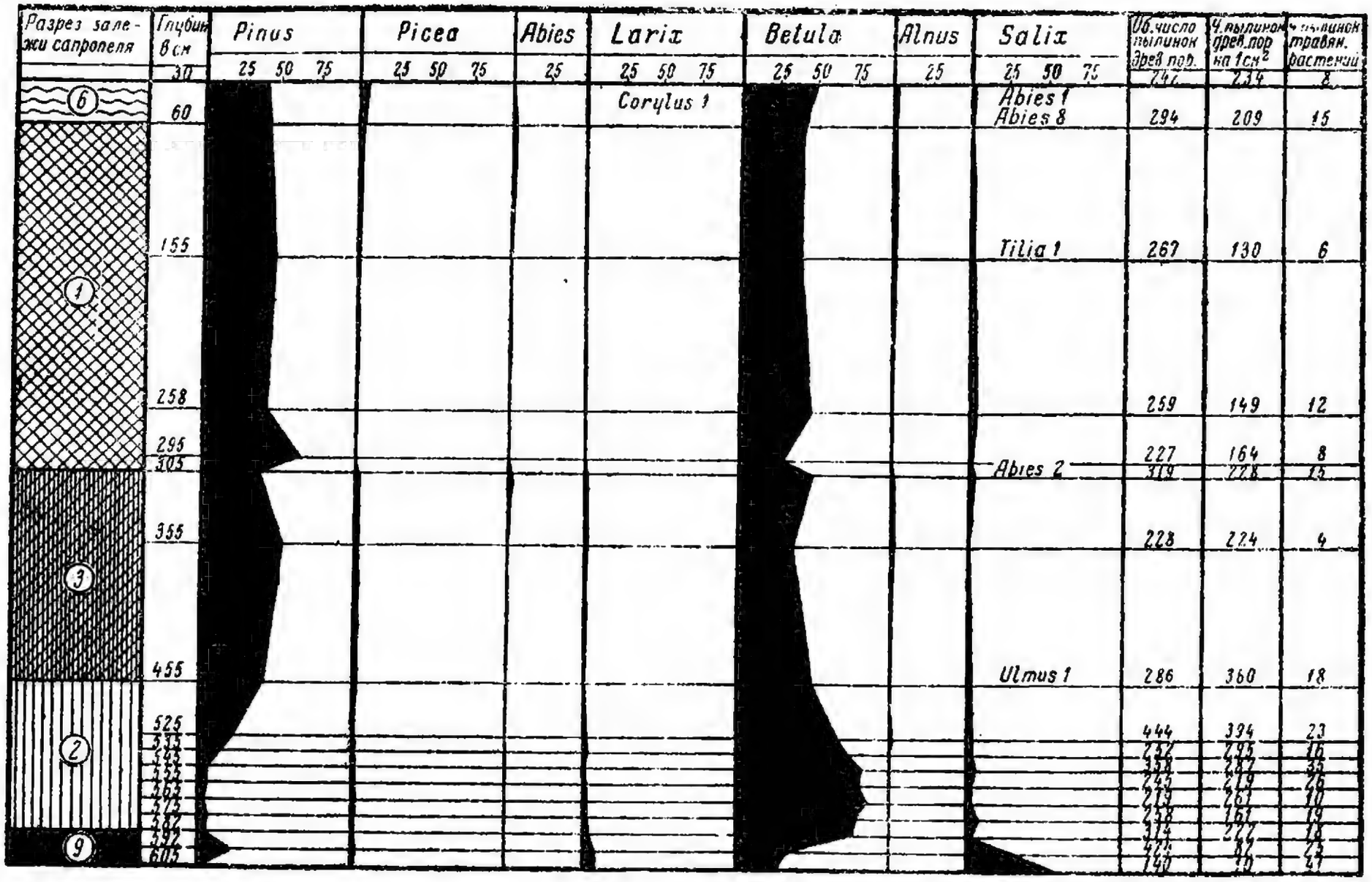
Вяз и липа отмечаются уже в березовой стадии. Вообще широк лиственные породы не встречаются в большом количестве, но все-та чаще, чем в более северных районах. Единично попадается дуб и лещи в сосновой стадии.

Отложение известковистых сапропелей захватывает нередко и сосновую стадию, а в отдельных озерах (оз. Душное) закончилось ли недавно. В озере же Светленьком продолжается и сейчас. В этом случ сказывается влияние окружающих геологических условий, т. е. налич известковистых пород. В отложениях этой стадии в Уфалейско-Кыштым ском районе период усиления континентальности не нашел своего от жения в пыльцевых спектрах. Значительные количества ольхи так не отмечаются; она появляется изредка в березовую стадию и зат в небольшом количестве держится и доныне.

Озера с залежами второго типа, состоящими только из темных сап пелей, начали накапливать сапропели позднее, но в различное врем например, Акачкуль — в средине соснового периода, Сабанай — в б резовую стадию (в самых нижних слоях березы 87%, а сосны 10%).

Таким образом, подводя итог рассмотрению сапропелевых зале Уфалейско-Кыштымских озер среднеуральской хребтовой части, мож отметить по сравнению с более северными озерами ослабление роли с и пихты в наиболее древних стадиях, еще более рельефное выдвижен на первый план лиственницы, как лесообразователя, в следующей лесотундрой стадией, еще более ясное выделение березовой стадии по лиственничной и более значительные участки березы в березово-сосновую стадию. Вместе с этим происходило более длительное отложение изве ковистых сапропелей. Климат был в общем несколько теплее и конти нентальнее.

Переходим теперь к рассмотрению сапропелевых залежей в озера расположенных к востоку от хребтовой части Урала, т. е. на так наз ваемой эрозионно-абразионной платформе Урала и на третичной равни Зауралья. В пределах этого пространства изучены: 1) озера, распо женные на речных террасах р. Туры в Туринском районе, и 2) внедол ные озера, занимающие территории на водоразделах. Таковых озер и чено большинство. Особенно много обследовано сапропелевых зале



Фиг. 9. Диаграмма пыльцевого спектра сапропеля озера Малый Каган

1 — коричнево-оливковые сапропели; *2* — розовый и розовато-желтый сапропель; *3* — темнокрасный сапропель; *6* — торфянистый сапропель (поверхностный слой); *9* — синевато-серая супесь.

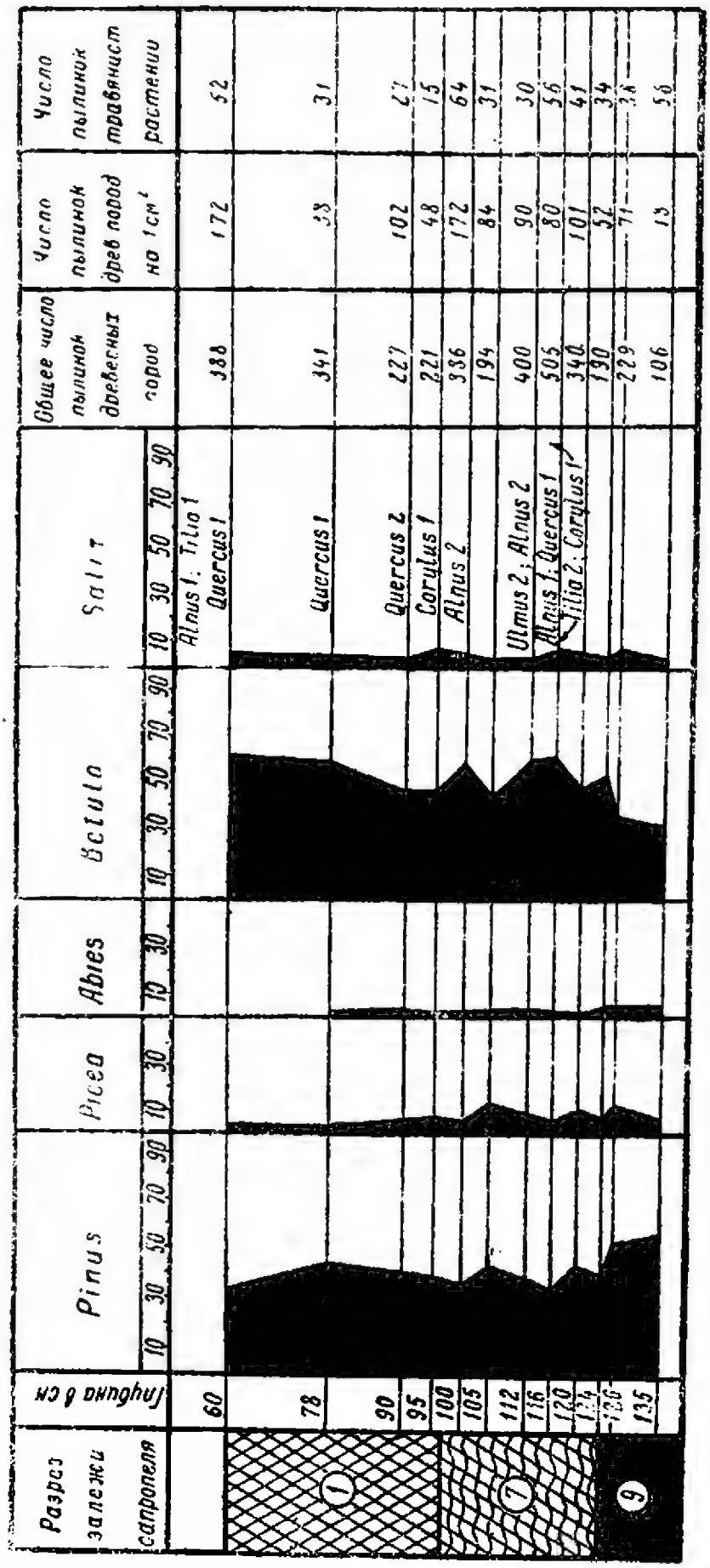
в Курганской области на третичной равнине. Однако, ввиду однообразия этих озер, пыльцевой анализ сделан только для немногих сапропелевых залежей. В настоящее время мы располагаем пыльцевыми спектрами сапропелевых залежей следующих одиннадцати внедолинных озер: оз. Лавды близ Камышлова, оз. Мазулинского близ г. Каменска-Уральского, оз. Медвежьего и Могильского близ г. Шадринска, оз. Биды и Улагача Кыштымского района, оз. Карасьего Багарякского района и оз. Арлакуль, Большого, Дегтево и М. Мочище Курганской области. К этой же категории надо отнести и озера, пыльцевые анализы отложений которых были сделаны и опубликованы Г. А. Благовещенским (1940). Эти озера расположены на третичной равнине между гг. Камышловым и Шадринском, на водоразделе рр. Пышмы и Исети. Все эти озера мелкие, более или менее округлой или овальной формы, с плоскими берегами и относительно маломощными залежами сапропеля, особенно для Курганской области. Все они относятся по своей стратиграфии к четвертому типу, за исключением оз. Мазулинского, сапропелевая залежь которого выделена в седьмой тип. Все эти залежи характеризуются еще следующими признаками (см., как примеры, приведенные спектры для оз. Лавды, фиг. 10, и оз. Мазулинского, фиг. 11): 1) в самых глубоких слоях, даже в глинистой породе дна, преобладает пыльца сосны, которая и выше делит господство только с березой; преобладает то сосна, то береза; 2) дно залежи составляет сильно гумуссированная черная порода, напоминающая мощную, хорошо развитую почву; 3) изредка попадается пыльца широколиственных пород во всей толще сапропеля, вероятно, заносного происхождения; 4) нередко во всей толще сапропеля попадается пыльца пихты и ели, но в небольшом количестве, повидимому, также заносная; 5) пыльцы ивы немного, а пыльцы травянистых растений встречается немало.

Все это говорит, что сапропелевые залежи этих озер молодые; возникли, вероятно, в средине соснового периода; ландшафт, их окружающий, за все время их существования носил характер такой же, как сейчас. Таким образом, по всем признакам и сами озера молодые; развились они на понижениях, где перед этим была образована почва, т. е. перед их возникновением местность была значительно суше. Если допустить, что в течение сосновой стадии был более сухой ксеротермический период, то тогда надо признать, что все изученные озера эрозионно-абразионной платформы и третичной равнины образовались уже после этого периода.

Делая выводы по истории развития ландшафтов изученной части Урала и Зауралья, нам приходилось базироваться, главным образом, на данных пыльцевого анализа. Однако нами производилось определение и крупных растительных остатков, семян, плодов, листьев и т. п. Надо отметить, что типичные сапропели оказались ими очень бедны как по количеству их, так по видовому составу. Чаще всего встречались плодики *Potamogeton* нескольких видов (*P. praelongus* Wulf., *P. filiformis* Pers., *P. trichoides* Cham. et Schlecht. и др.), затем семена *Nymphaea*, *Ceratophyllum demersum* L., *Ceratophyllum submersum* L. нескольких видов осок (чаще всего *C. pseudocyperus* L.), *Scirpus lacustris* L. и другие. Эти остатки для суждения о возрасте толщ дают очень мало.

Необходимо лишь отметить очень интересное нахождение семян *Najas flexilis* (*Willd.*) Rostk. et Schmidt и *N. marina* L., которые ныне на Урале вовсе не встречаются. На нахождение в сапропелях уральских озер *Najas flexilis* ранее указывал Д. А. Герасимов. Семена этих видов начинают встречаться даже в отложениях глины и розового сапропеля; в последнем особенно часто встречается *Najas marina*. Выше семена этих обоих видов отмечаются и в темном кремнеземистом оливковом сапропеле, причем в нем относительно реже попадается *N. marina*, она и раньше исчезает;

N. flexilis встречается чаще, и ее семена находились даже в сапропеле сантиметров на 35 — 40 ниже верхней его границы. Таким образом, эти два вида, будучи очень сильно распространены в уральских озерах в течение лиственничной, березовой и большей части сосновой стадий, при различных климатах, затем вымерли полностью на Урале, причем дольше задержалась *N. flexilis*. Если *N. marina* характерна для более южных озер с минерализованной водой, то *N. flexilis* свойственна озерам северо-запада Европейской части СССР, и отмечалась она для Нарымского края. Причины вымирания на Урале обоих этих видов *Najas* очень загадочны.



Фиг. 10. Диаграмма пыльцевого спектра сапропеля озера Лавды близ г. Камышлова
1 — коричневые сапропели; 7 — торфянистый сапропель придонных слоев; 9 — синевато-серая супесь.

Подводя итог нашим данным по истории сапропелевых залежей среднеуральских и зауральских озер и окружавших их ландшафтов за время их существования, можно прийти к следующим выводам.

1. Изученные озера собственно Урала, расположенные в горной, хребтовой полосе его, по своему возрасту и истории развития резко отличаются от озер, лежащих на эрозионно-абразионной платформе и на третичной равнине. Первые — более стары, вторые же более молоды.

2. Уральские горные озера начали откладывать сапропелевые толщи в разное время. Наиболее древние залежи сапропеля, можно думать, ведут свое начало от последнего оледенения. Они дают наиболее полную картину истории среднеуральского голоцена, которая может быть расчленена на следующие стадии или фазы:

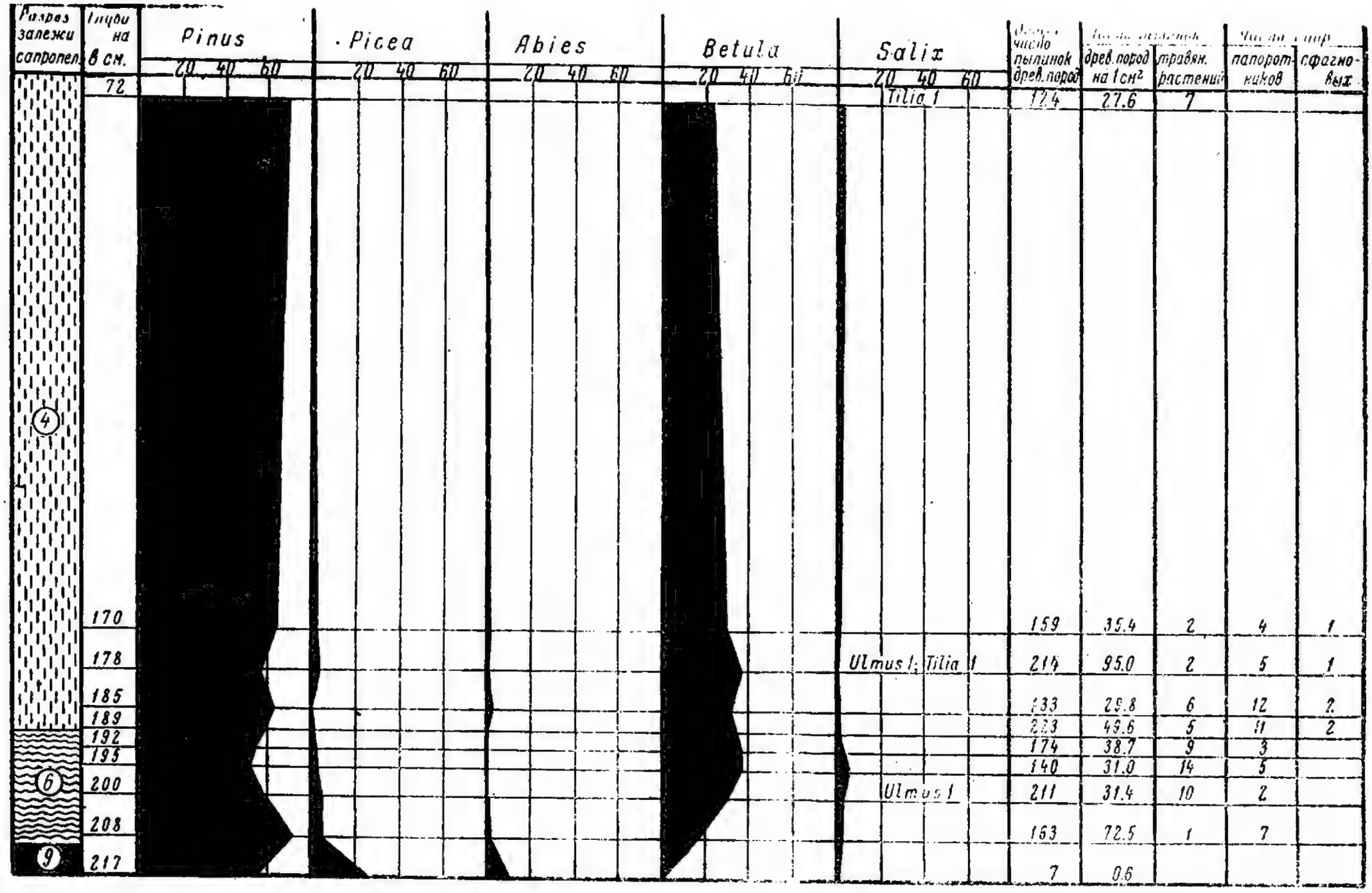
I) Стадия лесотундры, сменившая, повидимому, стадию тундры, следы которой сохранились лишь в некоторых озерах, в их глинистых отложениях, подстилающих сапропелевые толщи с пыльцою только ивы и березы, вероятно, по преимуществу *Betula nana*. В стадии лесо-

тундры ландшафт слагался из островных лесов и безлесных участков тундрового характера. Острова леса состояли в северной части обследованного района главным образом из ели, а в более южных — по преимуществу из лиственницы. Сосны в данную стадию в этом районе не было. Она, вероятно, была распространена южнее. Пихта появилась в конце этой стадии в этом районе или близко к нему. К концу стадии, однако, в северной части района лиственница более распространилась. Березы (повидимому, *Betula tortuosa*) большею частью было немного; во всяком случае она была неравномерно распространена. В отложениях этого времени обнаружены плоды *Armeria* sp. Климат был суровый, но не сухой. Почвы мало выщелочены. Эрозия, благодаря отсутствию сплошного лесного покрова, была сильная. В озерах откладывались главным образом глины, реже — сильно глинистые или торфянистые сапропели.

II) Стадия елово-лиственничных лесов. Леса сплошные, в северной части района с бо́льшим, на юге с меньшим участием ели (вероятно, *Picea obovata*). Березы в северных районах мало, в южных больше. Зарослей ив значительно меньше. Пихты стало больше. Сосна отсутствовала или изредка встречалась в южной части района. Климат сделался континентальнее (более сухим). Это выразилось, главным образом, в южной части района вместе с некоторым потеплением. Почвы еще мало выщелочены. Эрозия уменьшилась. В озерах начали откладываться сильно известковистые сапропели, но местами шло еще накопление торфянистого сапропеля.

III) Стадия березовых лесов. Она хорошо выражена в южной части района, но плохо в северной, где более заслуживает названия березово-сосновой подстадии следующей сосновой стадии. В это время лиственница и ель в основном заменены в лесах березой, судя по плодовым чешуйкам, главным образом *Betula verrucosa* Ehr. Пихты стало мало, и местами она вовсе исчезла. Климат сделался еще континентальнее и теплее. Сосна в начале стадии отсутствует, потом постепенно распространяется, начиная с юга. Уровень озер, однако, стал выше, что представляет своеобразное явление, еще требующее своего объяснения. Почвы еще мало выщелочены. Идет энергичное накопление сильно известковистых, главным образом, розовых сапропелей.

IV) Стадия сосновых лесов, которая для южной части района более заслуживает названия стадии березово-сосновых лесов. Лиственница распространена очень ограниченно. Береза всюду уменьшается, особенно на севере района. В течение этой стадии немного распространяются к северу вяз и липа, а на юге района, повидимому, дуб и лещина. Попадающиеся единично пылинки граба не исключают возможности нахождения его недалеко к югу от нашего района. Повидимому, примерно в средине стадии, в южной и средней части нашего района было большее, чем ныне, распространение широколиственных пород. К этому времени, вероятно, надо отнести и образование пограничного горизонта в торфяниках северной части района. По сравнению с предыдущей стадией климат в этой стадии в целом сделался теплее, но, возможно, несколько более влажным. В средине этой стадии, повидимому, климат был несколько суше, а, возможно, и теплее, чем современный климат этого района. Почвы к этому времени значительно выщелочились. К началу этой стадии, а местами в ее начале, закончилось образование известковистых (розовых) сапропелей, и в течение ее накоплялись оливковые и вообще темноцветные кремнеземистые сапропели. Однако местами, там, где озера окружены горными породами, богатыми известью, известковистые сапропели продолжают и ныне откладываться в озерах (главным образом, в более южной части района). В последнее время, благодаря воздействию человека, участие березы в лесах усилилось.



Фиг. 11. Диаграмма пыльцевого спектра сапропеля озера Мазулинское

4 — темносерый (пестрый) сапропель; *6* — торфянистый сапропель (придонного слоя); *9* — синевато-серый суглинок.

3. Сравнивая наши данные пыльцевых диаграмм с пыльцевыми диаграммами к западу расположенных районов (см. Генкель и Пономарев. 1940; Нейштадт, 1940; Кац, 1941), можно сделать следующие выводы:

1) В уральских пыльцевых диаграммах выявляются гораздо резче отдельные стадии развития лесов, в том числе и более резко отделяется стадия березовых лесов от предыдущей и последующей.

2) Хорошо выделяется стадия елово-лиственничных лесов.

3) Породы широколиственных лесов, а также и ольха не играли заметной роли во все время голоцена.

4) Все же в известной степени сходство в последовательной смене лесов там и здесь намечается.

4. Спрашивается, можно ли наши стадии сопоставить с периодами Блитта и Сернандера? Учитывая известное сходство нашей схемы со схемами для г. Молотова (Генкель и Пономарев, 1940), для Казани (Герасимов по Руофф, 1936) и для Средней России (Нейштадт, 1940), которые являются переходными к схемам для Прибалтики и Швеции, можно попытаться сделать такое сравнение. Таблица иллюстрирует это сравнение.

Периоды по Блитту и Сернандеру	История ландшафтов		
	Средняя полоса Европ. ч. СССР (по Нейштадту)	Татария (по Герасимову)	Средний Урал (наши данные)
Субатлантический	Максимум ели, много сосны, меньше березы, мало широколиственных	Сосна	
Суббореальный	Березово-елово-сосновые леса. Увелич. по сравнению с предыдущ. широколиств. пород	Сосновые и широколиственные леса	Стадия сосновых лесов
Атлантический	Максимум широколиств. лесов, немного березовых и сосновых, мало ели	Широколиственные леса. Сосна и береза	
Бореальный	Безусловное господство сосново-березовых лесов. Других пород ничтожное количество	Преобладание сосны. Много березы	Стадия березовых лесов
Субарктический	Нижний максимум ели и ивы. Сосны и березы немного	Нижний максимум ели. Береза, ива	Стадия елово-лиственничных лесов
Арктический	Господство ивы и березы. Мало ели и сосны	—	Стадия лесотундры

Делая такое сопоставление, надо оговориться, что оно носит весьма провизорный характер. Это, прежде всего, зависит от того, что даже одновременность оледенений на Урале и в Прибалтике еще не может быть доказана. Затем продолжительность нами устанавливаемых стадий пока почти совершенно неясна. Если обратить внимание на мощность слоев сапропеля, откладывавшегося в различные стадии, то можно видеть, что толща сапропеля, отложенная в стадию сосны, раза в 2—3 больше чем слои сапропеля, отложенные в другие стадии и взятые все вместе. Затем последовательно идет уменьшение мощности слоев. отложенных

в стадиях березовых, елово-лиственничных лесов и лесотундры. Однако, как выше было отмечено, совершенно неправильно было бы предполагать, что таково же было соотношение продолжительности времени существования каждой стадии. Надо учесть очень сильное уплотнение нижних сапропелевых слоев и различную быстроту накопления их в разные стадии, отличающиеся разным климатическим и биологическим характером и составом озерных вод. Поэтому в действительности продолжительность первых стадий могла бы и не уступать, а даже превосходить последующие. Поэтому, в сущности, вопрос о синхроничности наших стадий со стадиями изменения ландшафтов в странах более западных пока не может быть решен, хотя попытка определить продолжительность стадий была нами сделана, используя некоторый материал по Горбуновскому торфянику. Как известно, сапропели под влиянием промораживания распадаются на очень тонкие слои. Слоистость же сапропелей, как это показал Б. Перфильев, связана с сезонной периодичностью их отложения. Наши сапропели в свежих, тщательно взятых монолитах при общей грубой слоистости на-глаз обнаруживают еще слабую тонкую и правильную стратификацию, но после промораживания она ясно проявляется. Это особенно хорошо было выражено в розовом и сером сапропеле из-под Горбуновского торфяника близ г. Н. Тагила. Оказалось, что толщина слоев колеблется от 35 до 140 микронов. Среднее из большого числа таких измерений можно принять за 100 микронов. Считая, что каждый слой образовался в 1 год, можно допустить, что толща этих сапропелей (уплотненных и залегающих под слоем осушенного торфяника) в 1 см образовалась в 100 лет. Так как в Горбуновском торфянике розовый и серый сапропели в среднем достигают каждый 20 см, то время, потребовавшееся на образование толщи каждого из них, равно 2 000 годам. Для нижележащего зеленоватого слоя в 10 см, хотя несколько более глинистого, но и несколько более уплотненного, можно принять ту же скорость накопления. Не будет, повидимому, большой ошибки, если такую же быстроту накопления взять и для вышележащего коричневого сапропеля, так как он сильно уплотнен давлением торфа. Тогда получим, что на образование слоя нижнего зеленого сапропеля потребовалось 1 000 лет и на образование слоя коричневого сапропеля 6 000 лет, а всего на всю толщу сапропеля около 11 000 лет.

Для определения возраста торфяного слоя можно использовать указание С. Н. Тюремнова (1941), что Эдинг определяет возраст археологических находок в этом торфянике приблизительно в 2 000 лет до нашей эры. А так как, по Тюремнову, эти находки были сделаны в слое, который можно отнести к суббореальному периоду, т. е. к пограничному горизонту, залегающему почти в средине очень уплотненного слоя торфа, следовательно, на накопление торфа потребовалось не менее 8 000 лет, вернее принять 9 000 лет. Из пыльцевой же диаграммы видно, что сосновая стадия (включая и березово-сосновую подстадию) охватывает слои торфа и слои коричневого и серого сапропеля. Следовательно, сосновая стадия с березово-сосновой подстадией продолжалась около 17 000 лет, из которых на березовую подстадию падает около 8 000 лет. Елово-лиственничная стадия захватывает розовый и зеленый сапропель, т. е. ее возраст около 3 000 лет. Итак, мы получаем следующую хронологию:

1. Сосновая стадия	9 000 лет
2. Березово-сосновая подстадия, которая южнее соответствует березовой стадии	8 000 »
3. Елово-лиственничная стадия	3 000 »
Всего	20 000 лет

Конечно, точность этого исчисления очень невелика и условна; он лишь говорит, какими масштабами времени можно мерить наши стадии. Если правильно наше сопоставление, сделанное в таблице на стр. 32, и если принять, что нижний максимум ели на западе, отвечающий субарктическому периоду Блитта и Сернандера, имеет возраст в 11—11.5 тысяч лет, как это обычно принимают (см. Герасимов и Марков, 1939; Нейштадт, 1939), то придется допустить, что на Урале аналогичные стадии прошли раньше, чем в Прибалтике.

Дальнейшие исследования должны показать, насколько правильны эти предварительные выводы.

5. В противоположность распространенному ныне взгляду, что в перигляциональной зоне были сухие континентальные (холодные) степи и лесостепи, наши данные не дают указаний, подтверждающих этот взгляд.

Есть основание считать, что тундра сначала сменилась достаточно влажной елово-лиственничной тайгой северного типа, которая постепенно перешла в березовую, а местами в березово-сосновую сухую лесостепь, вероятно, с более теплым климатом. Лесостепь сменилась в связи с некоторым увлажнением, а, возможно, и похолоданием климата лесами сосновыми.

6. Пихта появилась в Среднем Урале значительно ранее, чем это предполагал Д. А. Герасимов. Ее пыльца встречается уже в отложениях елово-лиственничной стадии.

7. Озера эрозионно-абразионной платформы и третичной равнины имеют молодые сапропелевые залежи и начали накоплять их в сосновую стадию, вероятно, после ксеротермического периода. Будучи, в основном, эрозионно-суффузионного происхождения и мелкими, эти озера, возможно, полностью высыхали в течение сухого периода сосновой стадии (ксеротермического периода); на месте их были в это время лишь несколько увлажненные низины, в которых образовывались темноцветные почвы.

Этим, вероятно, объясняется молодость сапропелевых залежей.

8. Нет никаких оснований считать, как это было высказано Чудиновым и др., что сосновые леса восточного склона Урала развились на месте еловых под влиянием пожаров, связанных с заселением местности человеком. Эти сосновые и березово-сосновые леса пришли здесь на смену березовым, а в более северной части района — елово-лиственничным в результате смены климатов, и произошла эта смена очень давно.

9. Хотя изложенные выводы по истории озер и окружающих их ландшафтов Среднего Урала и Зауралья в послеледниковое время надо рассматривать в качестве предварительных и требующих дальнейших исследований (например, вопросы происхождения торфянистой прослойки на дне большинства сапропелевых залежей, генезис розового сапропеля, процесс смены елово-лиственничных лесов березовыми, условия, благоприятствовавшие заполнению водой некоторых озерных ванн при наступлении березовой стадии, вымирание наяд и пр.), но они показывают, что путь комплексного изучения сапропелевых залежей очень плодотворен и может дать богатый материал не только для палеогеографических выводов, но и для изучения этих залежей в практическом отношении. Уже установленная зависимость типа сапропелевых залежей и характера слагающих ее видов сапропелей от геоморфологии местности очень облегчает дальнейшие разведки их.

BY V. SUKACHEV AND H. POPLAVSKA

OUTLINE OF THE HISTORY OF LAKES AND VEGETATION OF THE MIDDLE URALS DURING THE HOLOCENE, ACCORDING TO THE DATA OF AN INVESTIGATION OF SAPROPEL SEDIMENTS

During 1942 and 1943 the Ural State Geological Department and the Ural Complex Expedition of the Academy of Sciences of the USSR undertook an investigation of sapropel sediments in the lakes and under the peat bogs of the Middle Urals and of the adjoining part of the West Siberian lowlands. The field investigation of sapropel sediments was connected with a macro- and microphytopalaeontological investigation (in particular, the pollen analysis of more than 1200 samples was performed) and the chemical analysis of sapropel sediments.

The lakes under investigation of the Urals proper situated on their mountain ridge differ greatly in their stratigraphy and history from the lakes lying on the erosion-abrasion platform and the tertiary plain. The former are of elder and the latter of newer origin.

The Ural mountain lakes began laying up sapropel deposits at different moments. The most ancient of them, it may be supposed, originated at the time of the last glaciation. They give the most complete picture of the history of the Middle Urals holocene which may be divided into the following stages or phases:

I. The forest-tundra stage that probably followed the tundra stage, traces of which have been preserved in some lakes only, with their clay deposits underlying the sapropel deposits and containing the pollen of willow and birch only, principally of the «*Betula nana*».

At the forest-tundra stage the landscape was composed of forest islands and woodless sections of tundra character. In the northern part of the district under investigation the forest islands consisted principally of spruce, and in the southern part of larch. At the given stage no pines were to be met in that district. They probably prevailed further south.

The pir-tree made its appearance at that stage in that district or near it. By the end of this stage the larch spread to the north of the district. The birch (apparently the «*Betula tortuosa*») existed in small quantities, in any case it was unevenly distributed. The climate was severe but not dry. The soil was not greatly lixiviated. Erosion was strong owing to the absence of a dense forest cover. Principally clay and less frequently clayey and peaty sapropels were deposited in the lakes.

II. Spruce-larch stage. The forests were dense and contained a greater quantity of spruce in the north and a smaller one in the south (probably the «*Picea obovata*»). Birch in the northern regions was rare, in the south more frequent. Willow thicket became much fewer. The fir increased. The pine was rarely to be met and that only in the south. The climate became more continental (dryer). This was especially noticeable in the south in connection with a certain softening of the climate. The soil was still bu slightly lixiviated. The erosion decreased. Strongly calcareous sapropels were now deposited in the lakes, but in some places peaty sapropels were being accumulated.

III. Birch-forest stage. It is well expressed in the southern part of the region, but only slightly in the northern part where it should more suitably be named «birch understage» of the following pine-stage. At that time the larch and spruce in the forests were for the most part replaced by the birch, principally the «*Betula verrucosa*». The fir became rare and in some places quite disappeared. The climate became still more continental and warmer. At the beginning of this period the pine was not to be met, later it gradually

spread from the south. The soil was still not greatly lixiviated. Strongly calcareous, principally rose sapropels were energetically accumulated. Pine forest-stage which in the southern part of the district deserves more the name of birch-pine stage. The larch becomes rare. The birch decreases everywhere, especially in the North of the district. At this stage there is a slight spreading of the elm and linden to the north and, apparently, of the oak and hazelnut to the south.

Solitary samples of hornbeam pollen prove the possibility of its existance somewhere to the south of our district. It may be supposed that about the middle of this period broad leaved trees were more widespread in the southern and middle parts of our region than they are now.

The formation of the «bordering layer» in the peat bogs of the north should probably be refered to that period. The climate became warmer as compared to the preceding stage, but possibly somewhat damper. In the middle of that stage the climate seems to have been somewhat dryer and perhaps warmer than it is now.

The soil by that time was to a great extent lixiviated. Towards the beginning of that stage and in some places at the beginning of it the formation of calcareous (rose) sapropels was ended and in its course olive and generally dark siliceous sapropels were accumulated. However, in some places, where the lakes are surrounded by rocks rich in calx, calcareous sapropels are still being accumulated in the lakes, principally in the southern parts of our region. This stage is still going on at the present time. Lately, owing to man's interference the quantity of birch in the forests has increased.

In opposition to the accepted idea that there were dry continental (cold) steppes and forest-steppes in the periglacial zone, our data do not give any confirmation of that opinion. There are reasons to believe that the tundra first gave place to a sufficiently moist spruce-larch taiga of the northern type which gradually changed into a birch and in some places into a birch-pine dry forest-steppe, probably, with a milder climate. The forest-steppe in its turn was replaced by pineforests by reason of the climate becoming somewhat damper and possibly colder.

The lakes of the erosion - abrasion platform and the tertiary plains have young sapropel deposits which they began to accumulate in the pine stage, probably after the post-glacial xerothermic period. Being in the main of erosion — suffusion origin and shallow, these lakes possibly dried up completely during the dry period of the pine stage (the post-glacial xerothermic period), leaving in their place only slightly damp lowlands where dark-coloured soils were formed. This probably explains why the sapropel deposits are still young.

ЛИТЕРАТУРА

1. Благовещенский Г. А. Об ископаемых и современных торфяниках Среднего Зауралья. Сов. ботаника, № 3, 1940.
2. Генкель А. А. и Пономарев А. П. Ботанико-географические экскурсии в окрестностях г. Перми. Учен. зап. Молотов. гос. пед. ин-та, VII, 1940.
3. Герасимов Д. А. К вопросу об изменении ландшафта в послеледниковую эпоху. Почвоведение, № 2, 1936.
4. Герасимов Д. А. Геоботанические исследования торфяных болот Урала. Торфяное дело, № 2—3, 1926.
5. Герасимов И. П. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Западно-Сибирской низменности. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 1, 1940.
6. Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. XXXIII, 1939.
7. Городков Б. Н. Есть ли родство между растительностью степей и тундр? Советская ботаника № 6—7, 1939.

8. Гричук В. П. Опыт характеристики состава пыльцы в современных отложениях различных растительных зон Европейской части СССР. Проблемы физич. географии, XI, 1942.
9. Жузе А. П. Палеогеография водоемов на основе диатомового анализа. Тр. Волжск. экспедиции, вып. 4, 1939. Изд. Геогр.-эконом. н.-и. ин-та ЛГУ.
10. Кац Н. Я. Болота и торфяники, 1941. Матер. по истории флоры и растительности СССР, I. Изд. Ботан. ин-та АН СССР, 1941.
11. Клеопов Ю. Д. Основные черты развития флоры широколиственных лесов Европейской части СССР. Матер. по истории флоры и растительности СССР, вып. I, 1941.
12. Коржинский С. Следы древней растительности на Урале. Bull. d. l'Acad. d. Sc. Pétersb., sér. V, v. 1, 1894.
13. Крашенинников И. М. Основные пути развития растительности Южного Урала в связи с палеогеографией Северной Европы в плейстоцене и голоцене. Сов. ботаника, № 6—7, 1939.
14. Нейштадт М. И. Роль торфяных отложений в восстановлении истории ландшафтов СССР. Проблемы физич. географии, вып. 8, 1939.
15. Сукачев В. Н. *Najas tenuissima* A. Br. в Новгородской губ. Тр. Преснов. биол. станции. СПб. О-ва естеств., II, 1906.
16. Эдинг Д. Н. Горбуновский торфяник. Предвар. очерк археологич. работ 1926—28 гг. Матер. по изучению Тагильского округа, вып. 3, полутом I, 1929.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1946. BULLETIN DE LA COMMISSION POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE. № 8

В. В. ДАНИЛОВА

СОДЕРЖАНИЕ ФТОРА В КОСТЯХ ИСКОПАЕМЫХ ЖИВОТНЫХ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА

На содержание фтора в костях ископаемых животных давно было обращено внимание многих исследователей, которые показали, что количество фтора в костях изменяется в зависимости от времени и захоронения их в почве или породе.

Данное исследование производилось с целью выяснения возможности использования содержания фтора в костях ископаемых животных, как показателя при определении их относительного геологического возраста.

Не останавливаясь подробно на литературном обзоре работ о содержании фтора в костях, отметим только некоторые из них. О количестве фтора в костях современных животных можно судить по данным Drea W. T., Ferrer T., Salinas и др. Они нашли фтор в костях домашних животных от 0 до 0.65%, птиц — 0.55—0.95%, рыб — 0—1.5%.

Исследование костей ископаемых животных впервые было проведено D. Morichiny (1803). Он обнаружил присутствие фтора в костях, но количественно определить его не мог из-за отсутствия метода. Позднее наличие фтора в костях ископаемых животных было подтверждено Klaproth. Наиболее ценные указания о содержании фтора в костях ископаемых животных имеются в работе J. Middelton. По данным этого автора, в ископаемых костях содержится больше фтора, чем в современных.

J. Middelton исследовал кости из отложений различного возраста, причем наибольшее количество фтора найдено им в костях животных из отложений третичного периода (около 11.6% CaF_2). Тот же автор обратил внимание на изменение количества фтора в костях ископаемых животных в зависимости от их геологического возраста и указал на возможность использования содержания фтора в костях, как критерия при определении их относительного геологического возраста. Идея J. Middelton в дальнейшем была подтверждена работой Карно (Carnot). Карно подробно исследовал кости ископаемых животных из различных геологических отложений и кости современных животных. Как отмечают многие авторы, данные, полученные Карно по определению фтора в костях, сильно преувеличены. По данным Карно, содержание фтора в ископаемых костях даже одного и того же геологического возраста колеблется в значительных пределах; тем не менее это не меняет общей закономерности увеличения фтора с возрастом. Изменение в содержании фтора становится наиболее ясным при сравнении средних значений для каждого геологического периода, а не отдельных образцов. Карно сравнивал содержание фтора в ископаемых костях с содержанием его в нормальном апатите, так как он считал, что кости обладают способностью фиксировать фтор до определенного предела — до образования апатита, и что дальше этого накопления фтора в костях не происходит.

Тот же автор нашел, что наибольшее количество фтора содержится

Описание образцов костей современных животных и костей животных из отложений древнечетвертичного периода

Наименование образцов	Возраст	Местонахождение
1. *Homo sapiens* (epiphysis)	Q IV Rec.	Клиника МГУ
2. » » »	»	» »
3. » » (diaphysis)	»	» »
4. » » (новорожденный)	»	» »
5. » » (плеч. кость)	»	Фатьма-Коба
6. » » (diaphysis)	»	» »
7. » » (epiphysis)	»	Мурза-Коба
8. » » »	»	Олений остров
9. *Saiga tatarica* (плеч. кость)	Q III RW-W	Шайтан-Коба
10. » » » »	»	Сюрень II. Поздний Азиль
11. » » (берц. кость)	»	Аджи-Коба
12. *Sus scrofa* (плеч. кость)	»	Сюрень I
13. *Elephas primigenius*	»	Новгород Северский
14. *Rhinoceros* (нижн. челюсть)	»	» »
15. *Equus* (metatarsium)	»	Машук, Пятигорск
16. *Sus scrofa* (плеч. кость)	Q II MR-R	Сюрень I
17. *Saiga tatarica* (плеч. кость)	»	» »
18. *Saiga tatarica* » »	»	Аджи-Коба
19. *Sus scrofa* » »	»	Шайтан-Коба
20. *Homo neandertalensis* (берц. кость)	»	Киик-Коба
21. *Saiga tatarica* (плеч. кость)	»	» »
22. *Elephas primigenius* (позвон.)	»	река Кама
23. *Saiga tatarica* (плеч. кость)	»	Киик-Коба
24. *Equus* (metatarsium)	»	река Волга
25. » »	»	» »
26. » »	»	Таганрог, погреб. почва
27. *Elephas primigenius* (позвон.)	»	река Кама
28. *Elephas*	Q I M	Тамань (Кавказ)
29. »		

Кости ископаемых животных из третичных и древних отложений

30. *Hipparion* (diaphysis)	Плиоцен	Зап. Сибирь, р. Иртыш, г. Павлодар
31. *Rhinoceros* (epiphysis)	»	»
32. *Rhinoceros* »	»	»
33. *Phoca* (ребро)	»	Каспийские морские отложения
34. *Elephas meridionalis* (позвонки)	»	Ростов-Дон
35. » » (лучев. кость)	»	»
36. » » (бедро)	»	»
37. *Hipparion* (epiphysis)	Миоцен	Бессарабия (Тараклн)
38. *Rhinoceros* »	»	» »
39. *Rhinoceros* »	»	р. Дусиланчик, Казахстан
40. *Indricotherium*	Олигоцен	Казахстан, остр. Челкарь
41. *Dinosaurus* (плеч. кость)	Мел	Гиксагукская пустыня
42. *Anamodont* (лопатка)	Верхн. триас	р. Донгус, Оренбургской обл., Белебэй
43. *Platyops* (обл. конечн.)	В. пермь	Белебеевская свита
44. *Reptilia*	Н. пермь	Медистые песчаники
45. *Bothriolepis* (обл. черепа)	В. девон	Ленинградская обл., р. Сясь

Примечание: Образец № 20 представляет собой кость человека-неандертальца, найденного на территории СССР (проф. Бонч-Осмоловский) в Крыму в пещерных стоянках.

в костях из отложений древних периодов (палеозоя), и отношение фтора в них к P_2O_5 то же, что в апатите. Расчет фтора Карно производил, исходя из отношения найденного фтора в костях к нормальному апатиту, и фтор рассчитывался следующим образом: количество найденного фосфора в кости умножается на коэфициент 0.0892, последний выводится из формулы апатита; полученное число и есть содержание фтора во фторапатите кости. Для сравнения с апатитом берется отношение фтора к фторапатиту кости:

$$\frac{F}{P_2O_5 \cdot 0.0892 \text{ (фторапатит)}}.$$

Приводим средние данные, полученные Карно по фтору: для современных животных отношение F/P_2O_5 равно 0.05; для древних четвертичных — $F/P_2O_5 = 0.36$; третичных — $F/P_2O_5 = 0.60$; древних периодов — F/P_2O_5 равно от 0.89 до 1.06. Эти данные были использованы для построения кривой Карно. Кривая II (фиг. 2) показывает увеличение фтора в костях ископаемых животных с их возрастом, причем в древних периодах (мел, юра и т. д.) кривая принимает горизонтальное положение. Это объясняется, возможно, преувеличением данных из-за мало чувствительного метода определения фтора, которым пользовался в то время Карно.

Данная работа проводилась нами одновременно с исследованиями по геохимии фтора. В связи с этим разработан метод определения малых количеств фтора, проверенный на большом разнообразном материале. Этот метод был применен для определения фтора в костях. Подробное изложение метода определения фтора сообщено в «Трудах Биогеохимической лаборатории» за 1944 г.; здесь указывается часть методической работы по определению фтора в костях.

Исследовались кости животных, собранные из различных геологических отложений. Образцы костей были любезно предоставлены нам проф. В. И. Громовым, Г. А. Бонч-Осмоловским, И. А. Ефремовым и Е. И. Беляевой. Образцы расположены в хронологическом порядке, указанном проф. Г. А. Бонч-Осмоловским и В. И. Громовым.

В исследованных костях определялся фтор и фосфор, так как эти элементы представляли особый интерес в данном исследовании.

Метод определения фтора в костях

Кость в 2 г высушивалась при 105° С до постоянного веса и сжигалась в муфеле при t° 500 — 600° С в течение часа. Так как в костях ископаемых животных содержится большое количество фтора, то для его определения была взята навеска золы в 0.1 г, которая растворялась в небольшом (5 куб.) количестве хлорной кислоты (60%) в мерной колбе и доливалась дестиллированной водой до объема 100 куб. Затем для дестилляции фтора взято 5—10 куб. этого раствора и перенесено в прибор, в который прибавлялось еще 20 куб. хлорной кислоты (60%) и 50 куб. дестиллированной воды для установления определенной концентрации раствора. Отгон фтора производился при нагревании прибора от 10° до 135° С, в течение двух часов. Полученные отгоны калориметрировались с циркон-ализариновым индикатором.

Чувствительность метода от 0.01 мг до 0.3 мг в 100 куб. точность — $\pm$0.01 мг в 100 куб. В костях современных животных содержится мало фтора, поэтому для определения его бралась навеска золы от 0.1 до 1 г и без предварительного растворения ее производился отгон фтора. Дальнейшее определение проводилось так же, как описано выше. Фосфор определялся по методу Lorenza. При расчете полученных результатов по фтору бралось непосредственно отношение фтора, найденного в кости.

к P_2O_5. Это не изменяет значения полученных цифр и упрощает расчет, предложенный Карно. При определении фтора в костях мы применили хлорную кислоту, так как в ней хорошо растворяется костное вещество, а также при употреблении этой кислоты для отгона фтора исключалось мешающее действие кальциевых солей, которые содержатся в костят в большом количестве. Полученные результаты сведены в таблицах 1 и 2. В таблице 1 приведены средние данные по содержанию фтора в ископаемых костях из четвертичных отложений и современных животных.

Таблица 1

Четвертичный период

Наименование образца	Местонахождение костей	Возраст	Содержание фтора, %	Содержание P_2O_5, %	Отношение фтора к P_2O_5
Homo sapiens	Клиника МГУ	Q IV Rec.	0.04	22.24	0.02
» »	» »	»	0.02	25.35	0.01
» »	» »	»	0.01	14.00	0.001
» новорожденный					
» *sapiens*	Фатьма-Коба	»	0.08	24.20	0.03
» »	» »	»	0.08	27.70	0.03
» »	Мурза-Коба	»	0.09	27.82	0.03
» »	Олений остров	»	0.12	28.45	0.04
		Средн.	0.06	—	0.03
Saiga tatarica (плеч. кость)	Шайтан-Коба	QIII RW-W	0.24	29.00	0.08
Saiga tatarica (берц. кость)	Сюрень II. Поздн. азиль	»	0.17	27.23	0.06
Saiga tatarica (плеч. кость)	Аджи-Коба	»	0.21	27.53	0.08
Sus scrofa (плеч. кость)	Сюрень I	»	0.16	26.88	0.07
Elephas primigenius	Новгород-Северский	»	0.48	24.08	0.20
Rhinoceros (нижн. челюсть)	» »	»	0.54	25.30	0.21
Equus (metatarsium)	Машук, Пятигорск	»	0.42	24.03	0.21
		Средн.	0.32	—	0.13
Sus scrofa	Сюрень I	QII MR-R	0.35	26.38	0.13
Saiga tatarica (плеч. кость)	» I	»	0.52	29.81	0.20
Saiga tatarica	Аджи-Коба	»	0.43	27.14	0.16
» »	Шайтан-Коба	»	0.50	25.35	0.21
Homo neandertalensis (берц. кость)	Киик-Коба	»	0.36	30.40	0.12
Saiga tatarica (плеч. кость)	» »	»	0.70	32.56	0.22
Elephas primigenius	Река Кама	»	0.43	25.20	0.20
Saiga tatarica	Киик-Коба	»	0.70	24.67	0.30
Equus (metatarsium)	Река Волга	»	0.49	19.82	0.25
» »	» »	»	0.55	24.80	0.22
» »	Таганрог	»	0.58	29.10	0.20
Elephas primigenius	Река Кама	»	0.56	26.40	0.21
		Средн.	0.51	—	0.20
Elephas	п/о. Тамань, Кавказ	Q I M	0.47	24.80	0.20
»	» » »	»	0.66	29.90	0.30
		Средн.	0.56	—	0.25

Таблица 2

Третичный и более древние периоды

Наименование образца	Местонахождение костей	Возраст	% фтора на абс. сухую кость	% P_2O_5	Отношение фтора к P_2O_5
1. *Hipparion*	Зап. Сибирь, р. Иртыш г. Павлодар	Плиоцен	1.14	27.20	0.42
2. *Rhinoceros*	То же	»	1.16	26.85	0.43
3. *Rhinoceros*	» »	»	1.13	26.70	0.42
4. *Phoca* (ребро)	Каспийские морские отложения	»	1.30	33.40	0.40
5. *Elephas meridionalis* (позвонки)	Ростов-Д. аллювиальные пески с гравием и галечником	»	1.35	24.80	0.54
6. *Elephas meridionalis* (лучев. кость)	То же	»	1.32	25.00	0.52
7. *Elephas meridionalis* (бедро)	» »	»	1.41	26.58	0.53
8. *Hipparion*	Бессарабия (Тараклн)	Миоцен	1.14	22.75	0.50
9. *Rhinoceros*	» »	»	1.46	26.79	0.53
10. *Rhinoceros*	р. Дусланчик, Казахстан	»	0.9	27.4	0.37
11. *Indricotherium*	Казахстан, остров Чалкар	Олигоцен	1.18	30.3	0.40
12. *Dinosaurus* (пл. кость)	Гиссогукская пустыня,	Мел	1.18	32.55	0.40
13. *Anamodont* (лопатка)	р. Донгус, Оренбург. обл., Белебей	Н. триас	1.18	24.3	0.50
14. *Platyops* (обл. конечн.)	Белебеевская свита	В. пермь	1.14	27.47	0.40
15. *Reptilia*	Медистые песчаники	Н. пермь	1.03	14.6	0.70
16. *Bothriolepis* (обл. черепа)	Ленинградская обл., р. Сясь	В. девон	0.94	24.3	0.40

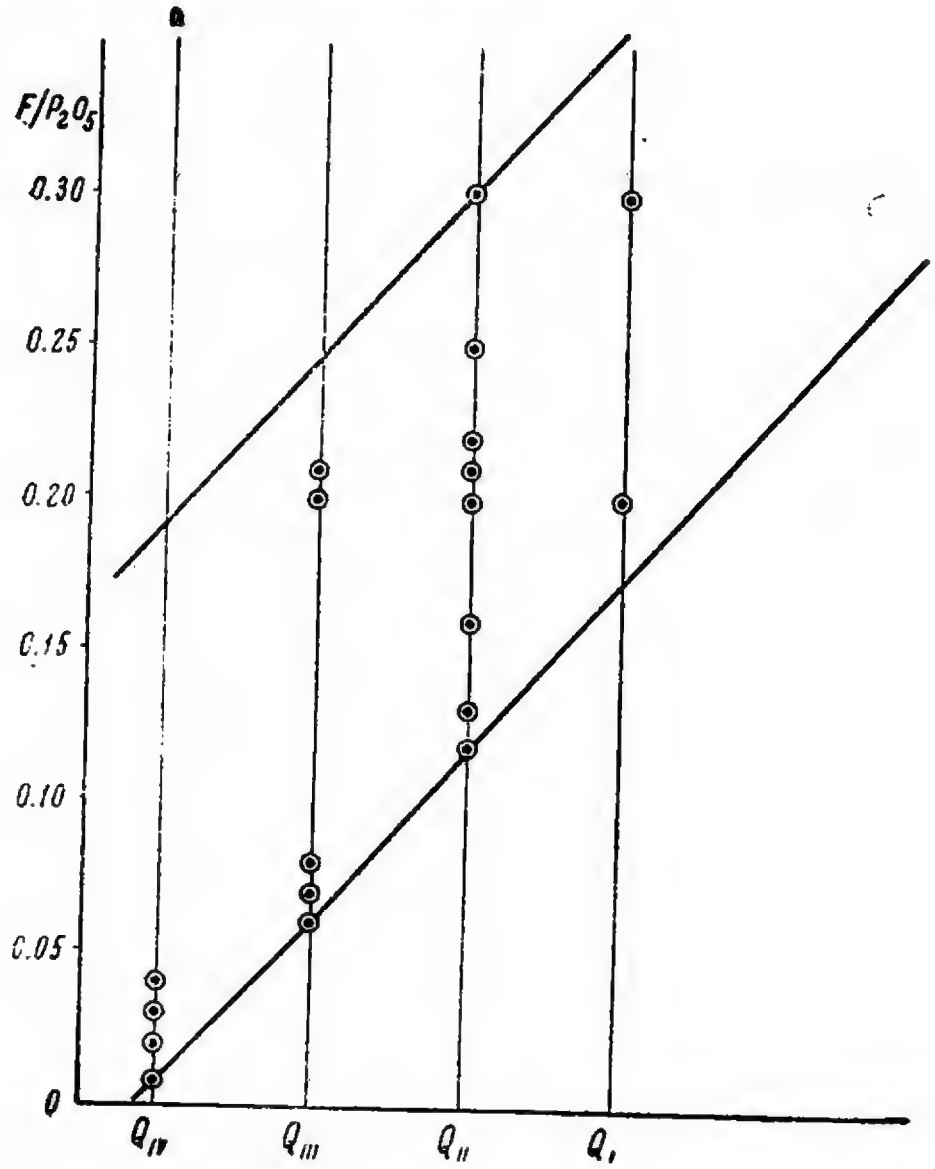
Среднее содержание фтора, а также отношение фтора к P_2O_5, полученное для возрастных разделов четвертичного периода, равно: для Q IV rec. F = 0.06%, отношение $F/P_2O_5 = 0.03$; для Q III RW—W F = 0.32%, отношение $F/P_2O_5 = 0.13$; для Q II MR—R F = 0.51%, отношение $F/P_2O_5 = 0.20$; для Q I F = 0.56%, $F/P_2O_5 = 0.25$. Эти данные показывают возможность установить внутри четвертичного периода более детальное возрастное подразделение между: Q IV rec.; Q III RW—W; Q II MR—R; Q I M.

Исследуемые образцы костей, найденные в крымских пещерах, значительно отличаются по содержанию фтора от образцов, находящихся в лёссе, но одинакового геологического возраста. Таким образом, местные геологические условия, возможно, могут внести изменения в содержание фтора. Результаты исследования костей современных и поздних четвертичных отложений нанесены на диаграмме. Для диаграммы брали абсолютные данные для каждого образца костей и располагали в виде точек. Диаграмма показывает некоторую закономерность в увеличении фтора с изменением возраста ископаемых костей, несмотря на имеющиеся отклонения.

В таблице 2 приводятся данные для костей из третичных и более древних отложений. Среднее содержание фтора для костей третичных отложений плиоцена равно 1.11%, $F/P_2O_5 = 0.50$; миоцен — 1.16% F, $F/P_2O_5 = 0.47$; олигоцен — F = 1.18%, $F/P_2O_5 = 0.40$.

Ограниченное количество данных не позволяет установить возрастных разделов в третичном периоде. Полученные данные для костей древних отложений не превышают содержания фтора и отношения фтора к P_2O_5

в костях третичного периода. Полученные данные для костей различных геологических отложений показывают увеличение фтора от современного до третичного периода, причем в костях ископаемых животных четвертичных, третичных и древних отложений количество фтора и отношение F/P_2O_5 меньше, чем в апатите. Вопрос о накоплении фтора в костях древних периодов до апатита, как указано в работе Карно, требует проведения дальнейших исследований.



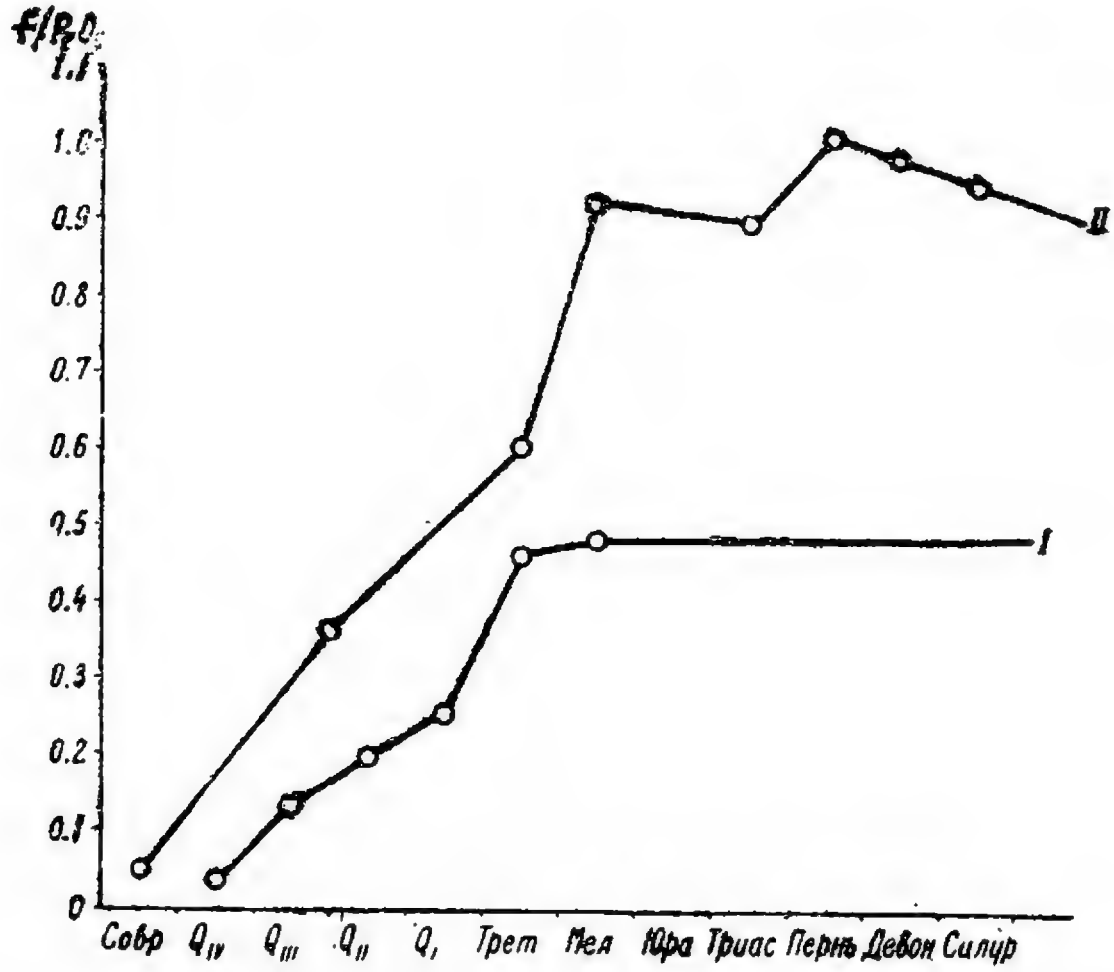
1. Диаграмма изменения содержания фтора в остатках четвертичного периода

Содержание фосфора в костях по сравнению с фтором, как и следовало ожидать, мало изменяется. Полученные нами результаты определения фтора в костях нанесены на кривую I, показывающую изменение фтора в зависимости от геологического возраста, где по оси ординат отложены цифры, показывающие отношение фтора к P_2O_5, а по оси абсцисс — геологические периоды. Для построения кривой I взяты средние цифры для каждого геологического периода. Кривая показывает прогрессивное увеличение фтора от современных до третичных отложений. При сравнении кривых I и II необходимо отметить, что, несмотря на различие данных А. Карно и наших результатов по фтору, кривые показывают общую закономерность увеличения фтора в костях с их возрастом. Эти данные подтвердили правильность идеи J. Middelton об увеличении содержания фтора с возрастом.

На основании изложенного материала делаем некоторые выводы.

Наши исследования показали, что содержание фтора и отношение F/P_2O_5 в костях ископаемых животных увеличивается с их возрастом (от современного до третичного периода).

Полученные данные по содержанию фтора в костях позволяют отличить не только третичный от четвертичного, но установить возрастные подразделения внутри четвертичного, а именно: Q IV rec.; Q III R—WW Q II M—RR; Q I M. Однако геологические условия захоронения костей могут внести изменения в отношении содержания фтора в костях одного и того же геологического возраста, как это имело место в наших исследованиях образцов, найденных в пещерах и в лёссе (см. табл. 1).



2. Диаграмма изменения содержания фтора в остатках различных периодов: I — кривая наших анализов; II — кривая Карно

Данный метод определения фтора в костях, возможно, окажет большую помощь палеонтологам при определении относительного геологического возраста костей ископаемых животных и пород, в которых эти кости сохранялись, особенно при статистической обработке материала.

Выражаю благодарность академику В. И. Вернадскому и члену-корреспонденту А. П. Виноградову за ценные указания в работе.

Профессорам В. И. Громову, И. А. Ефремову и тов. Е. И. Беляевой выражаю благодарность за материал, любезно предоставленный мне для наших исследований.

V. V. DANILOVA

CONTENT OF FLUORINE IN THE BONES OF FOSSIL ANIMALS AS AN INDICATOR OF GEOLOGICAL AGE

Summary

The author's investigations of fluorine content in the bones of fossil animals are the first analyses of this kind carried out in the USSR. The latter indicate that the content of fluorine and ratio F/P_2O_5 in the bone-

of fossil animals grow with their age from the contemporary time to the Tertiary period. Obtained data of fluorine content in the bones permit to distinguish not only the Tertiary age from the Quaternary one, but also to establish the age subdivisions inside the Quaternary period, *viz.* Q IV Rec.; Q III RW — W; Q II MR — R; Q I M. However, the geological conditions of the burying of the bones may introduce certain changesconcerning the content of fluorine in the bones of the same geological age as it is indicated by our investigations of samples found in caves and in loess (Table I).

The method of determination of age of bones and fossil animals by means of quantity of fluorine may render a considerable help to palaeontologists, when the latter have to determine their relative geological age, and that of inclosing rocks, particularly in the case when the materials are worked out statistically. A new method of fluorine determination in bones has been applied.

In the proximate future the author hopes to contribute new data concerning the investigation of the bones of more ancient periods and to find out completely the process of fluorine accumulation in them.

ЛИТЕРАТУРА

1. C a r n o t M. A. Sur le dosage du fluor. Recherche du fluor dans les os moderne et les os fossiles. C. R. Acad. Sci. 114: 750, 1892
2. C a r n o t M. A. Sur la composition des ossements fossiles et la variation de leur teneur en fluor dans les différents étages géologiques. C. R. Acad. Sci. 115: 243, 1892.
3. C a r n o t M. A. Nouvelle méthode pour le dosage du fluor. Ann. Min. [9] 3: 130, 1893.
4. C a r n o t M. A. Sur les variations observées dans la composition des apatites, des phosphorites et des phosphates sedimentaires. Ann. Min. [9] 10: 137, 1896.
5. C a r n o t M. A. Sur le mode de formation des gites sédimentaires des phosphates de chaux. C. R. Acad. Sci. 123: 724, 1896.
6. D r e a W. T., B o i s s e v a i n C. H. Spectroscopie determination oi fluorine in bones, teeth and other organs in relation to fluorine in drinkingwater. Z. dent Res. 13: 495, 1933.
7. F e r r e r T. et S a l i n a s. Estudios sobre la determinacion cuantitativa del fluor y su aplication a varios productos del reino animal. Tesis, Mardid, 1934.
8. K l a p r o t h. Untersuchnug eines fossilen Elephantenzahns auf Plusspathsanre. Z. Chem. 3: 625, 1804.
9. M i d d e l t o n J. On fluorune in bones, its sources and its application to the determination of the geological age of fossil bones. Quart. J. Geol. Soc. Lond. 1: 214, 1845.
10. M i d d e l t o n J. On fluorine in recent und fossile bones and the sources from whence it is derived. Met. Proc. Chem. Soc. Lond. 2: 134, 1845.
11. M o r i c h i n y D. Analisi dello smolto dinudente fossile di elefante e dei dentimani Met. Mot. Fis. Soc. Ital. Sci. 12, 1: 73, 1805.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1946. BULLETIN DE LA COMMISSION POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE. № 5

С. Г. БОЧ и И. И. КРАСНОВ

К ВОПРОСУ О ГРАНИЦЕ МАКСИМАЛЬНОГО ЧЕТВЕРТИЧНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ УРАЛЬСКОГО ХРЕБТА В СВЯЗИ С НАБЛЮДЕНИЯМИ НАД НАГОРНЫМИ ТЕРРАСАМИ

Вопрос о том, где следует проводить границу максимального оледенения в пределах Уральского хребта и какова была роль Урала, как самостоятельного центра оледенения в четвертичное время, до настоящего момента остается открытым, несмотря на то очевидное значение, которое он имеет для решения проблемы синхронизации оледенений Северо-восточной части русской равнины и Западно-Сибирской низменности.

Обычно на обзорных геологических картах Европейской и Азиатской части Союза показывается граница максимального оледенения или граница максимального распространения эрратических валунов.

В западной части СССР, в области Днепровского и Донского ледниковых языков, эта граница давно уже установлена и не подвергается существенным изменениям.

Совсем в ином положении находится вопрос о максимальной границе распространения оледенения к востоку от реки Камы, т. е. на Урале и прилегающих к нему частях Европейской равнины и Западно-Сибирской низменности.

Достаточно взглянуть на прилагаемую карту (фиг. 1), на которой показаны границы по данным разных авторов, чтобы убедиться, что в этом вопросе нет никакой согласованности.

Так, например, максимальная граница распространения эрратических валунов на карте четвертичных отложений Европейской части СССР и прилегающих стран (в масштабе 1 : 2 500 000, 1932 г., под ред. С. А. Яковлева) показана на Урале к югу от Конжаковского камня, т. е. южнее 60° с. ш., а на геологической карте Европейской части СССР (в масштабе 1 : 2 500 000, 1933 г., под ред. А. М. Жирмунского) показана граница максимального распространения ледников, причем на Урале она проходит к северу от горы Чистоп, т. е. на 61°40′ с. ш.

Таким образом, на двух картах, изданных в одном и том же учреждении почти одновременно, на Урале разница в проведении одной и той же границы, только по другому названной, достигает двух градусов.

Другой пример несогласованности в вопросе о границе максимального оледенения на Урале виден в двух работах Г. Ф. Мирчинка, которые вышли в свет одновременно — в 1937 г.

В первом случае — на карте четвертичных отложений, помещенной в Большом Советском Атласе Мира, Г. Ф. Мирчинк показывает границу распространения валунов рисского времени и проводит ее к северу от горы Чистоп, т. е. на 61°35′ с. ш.

В другой работе — «Четвертичный период и его фауна» (21), В. И. Громов — Г. Ф. Мирчинк проводят границу максимального оледенения.

которое в тексте описывается как рисское, лишь немного севернее широты Свердловска.

Таким образом, граница распространения рисского оледенения показана здесь на Урале на $4^1/_2$ градуса южнее границы распространения валунов рисского времени!

Из просмотра фактического материала, положенного в основу этих построений, легко убедиться, что, ввиду недостаточности данных собственно по Уралу, здесь имела место широкая интерполяция между крайними южными точками нахождения ледниковых отложений в прилегающих частях низменностей. И поэтому граница оледенения в горах проводилась в значительной мере произвольно, в интервале от 57° с. ш. до 62° с. ш.

Очевидно также, что существовало несколько способов проведения этой границы. Первый способ состоял в том, что граница проводилась в широтном направлении, не считаясь с Уралом как с крупной орографической единицей. Хотя совершенно ясно, что орографические факторы всегда имели и имеют важнейшее значение для распределения ледников и фирновых полей.

Другие авторы предпочитали проводить границу максимального древнего оледенения в пределах хребта, опираясь на те пункты, для которых имеются бесспорные следы древнего оледенения. В этом случае граница, на перекор общеизвестным принципам вертикальной климатической зональности (и в настоящее время отлично выраженным в пределах Урала), значительно отклонялась к северу (до 62° с. ш.).

Такая граница, хотя и проведенная в соответствии с фактическими данными, невольно толкала к представлениям о наличии особых физико-географических условий, которые существовали вдоль края ледника в момент максимума оледенения. Причем эти условия, очевидно, влияли на столь своеобразное распределение ледникового покрова на Урале и в прилегающих низменностях.

Между тем вопрос здесь решался исключительно отсутствием фактов, а граница отклонялась к северу совсем без учета орографии хребта.

Третьи исследователи намечали границу также по пунктам, для которых имеются бесспорные следы оледенения. Однако при этом допускали существенную ошибку, так как проводили границу на основании ряда фактов, касающихся исключительно свежих и весьма молодых ледниковых форм (каров, цирков), которые возникали на Северном Урале в пост-вюрмское время. (Доказательством последнего служит целый ряд наблюдений над свежими альпийскими формами оледенения на Приполярном Урале, на Таймыре и т. д.)

Поэтому неясно, как можно было увязывать древнюю границу максимального оледенения с этими свежими формами совсем молодого оледенения.

Наконец, еще одно решение вопроса было предложено только в самое последнее время. Оно заключается в том, чтобы проводить границу оледенения в пределах гор, южнее соответствующей границы в прилегающих частях низменностей, учитывая значительную высоту Уральского хребта, на котором в момент наступления климатического минимума естественно должны были, в первую очередь, развиваться локальные центры оледенения. Однако эта граница проводилась чисто гипотетически, так как никаких фактических данных о следах оледенения в пределах хребта к югу от широты Конжаковского камня не имелось (см. ниже).

Отсюда очевиден тот интерес, который представляют исследования четвертичных отложений и геоморфологии отрезка Урала, лежащего непосредственно к югу от мест обнаружения безусловных признаков оледенения (к югу от 61°40′ с. ш.). Вместе с тем, уже старые работы,

в которых имелось подробное описание рельефа Урала в бассейнах Лозьвы, Сосьвы и Вишеры (Федоров, 45—48; Дюпарк, 25—27), показывали, что здесь приходится иметь дело с своеобразным рельефом, характеризующимся почти полным отсутствием ледниковых форм и очень широким развитием нагорных террас, в которых только единичные исследователи (А. Н. Алешков, 4, 6) считают возможным видеть следы былой ледниковой деятельности.

Таким образом, вопрос о проведении границы оледенения в пределах гор здесь тесно связан с решением проблемы нагорных террас.

В настоящей статье авторы опубликовывают некоторые наблюдения над нагорными террасами Северного Урала в связи с вопросом о былом оледенении этого района.

В своих выводах авторы опираются на фактический материал, полученный в результате работ в бассейнах рр. Вишеры, Лозьвы и Сосьвы (в 1939 г.) и в течение ряда предыдущих лет на Приполярном Урале, в Камско-Печорском крае и в Западно-Сибирской низменности (С. Г. Боч, 1929—1938; И. И. Краснов, 1934—1938).

В частности, в 1939 г. авторами были посещены следующие пункты в пределах Уральского хребта и прилегающих частей низменностей между 61°40′ с. ш. и 58°30′ с. ш. непосредственно к югу от границы распространения ледниковых валунов, указанной Е. С. Федоровым (45): вершины и массивы г. Чистоп (1925 м); Ойка-Чакур; г. Молебный Камень (Ялпинг-нёр, 1296 м); г. Ишерим (1331 м); Муравьиный Камень (вершина Хусь-Ойка, 1240 м); Мартай (1131 м); Ольховый Камень; Тулымский Камень (северная оконечность); Пу-Тумп; Нятый Тумп; Хоза-Тумп; Поясовый Камень (вершины 1341 м и 1252 м); Кваркуш; Денежкин Камень (1496 м); Журавлев Камень (788 м); Казанский Камень (1036 м); Кумба (929 м); Конжаковский Камень (1670 м); Косьвинский Камень (1495 м); Сухогорский Камень (1167 м); Качканар (886 м); Бассеги (987 м). Были также пройдены долины: р. Вишеры (от г. Красновишерска до устья р. Б. Мойвы) и ее левых притоков — Б. Мойвы, Велса и Улса с притоком Кутим; р. Лозьвы (от с. Ивделя до устья р. Ушмы), верховья рр. Вижая, Тошемки, Вапсоса, р. Колокольной, Ваграна (от с. Петропавловска до верховьев и р. Косья).

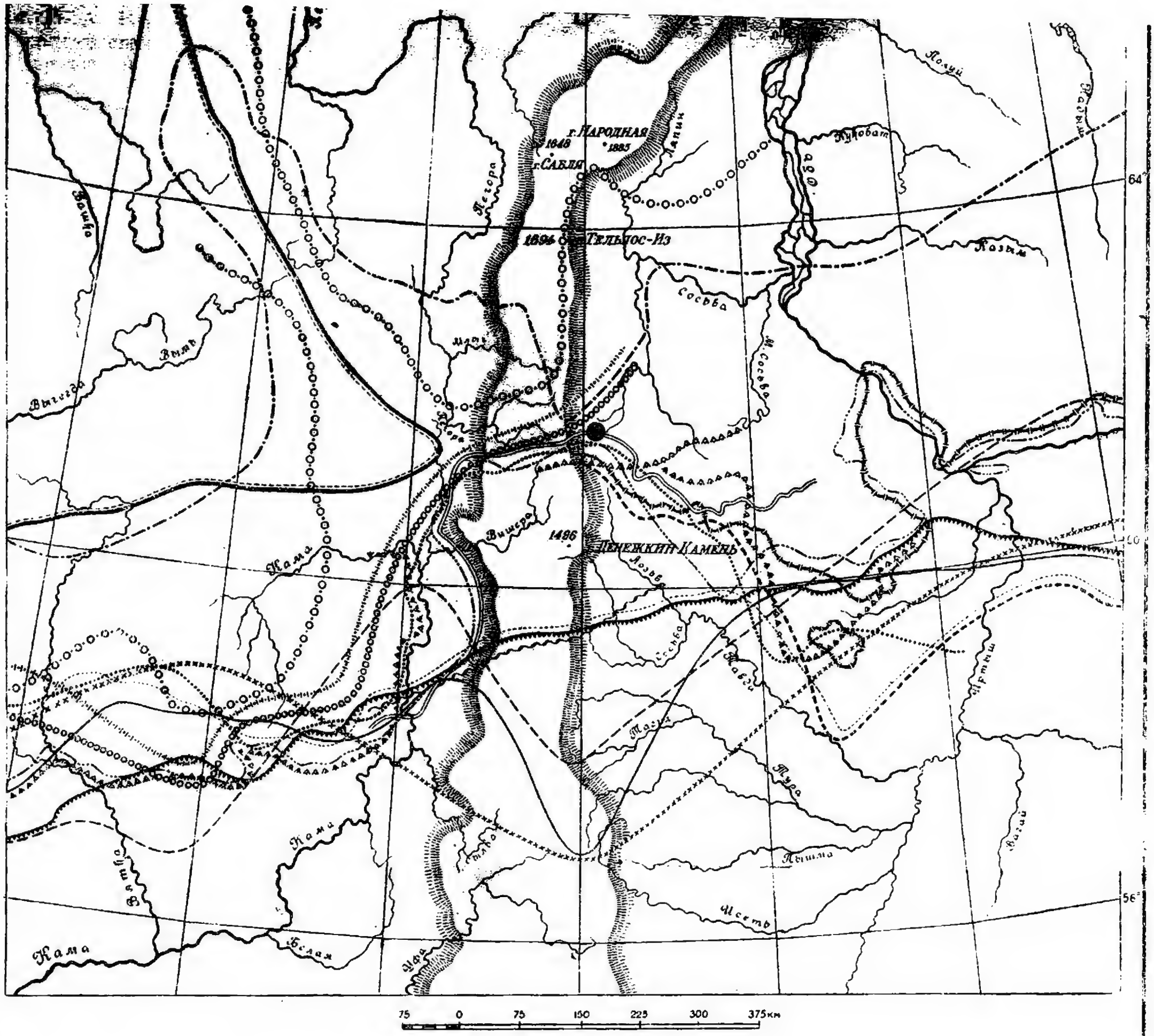
При этом частично были повторены некоторые маршруты Л. Дюпарка и Е. С. Федорова с целью проверки и увязки наблюдений.

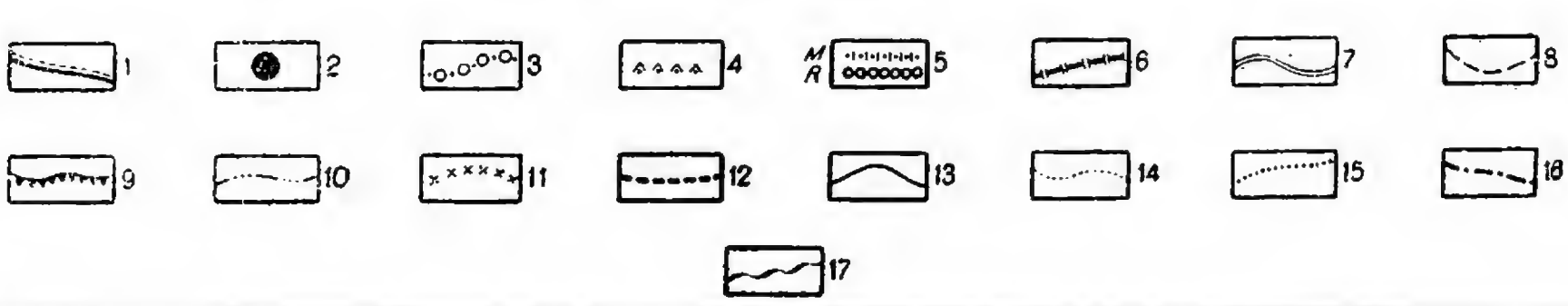
Прежде чем перейти к описанию материала и выводам, следует остановиться на обзоре литературы, в которой содержатся фактические данные по вопросам оледенения Урала.

Доказательством оледенения в горной области, как известно, могут служить, помимо ледниковых отложений (морены), которые далеко не всюду сохраняются, также ледниковые формы рельефа. В первую очередь — троги и кары. Существенное значение могли бы иметь также наблюдения над ледниковой полировкой и шрамами. Однако, благодаря энергии процессов морозного выветривания на Северном Урале, они почти нигде не сохранились.

Начиная обзор с крайних северных частей хребта, расположенных выше 65°30′ с. ш., мы убеждаемся, что ледниковые отложения и формы рельефа выражены здесь чрезвычайно ярко (см. описания: Е. Гофмана, 28; О. О. Баклунда, 7; Б. Н. Городкова, 16, 17, 18; А. И. Алешкова; Г. Л. Падалки, 40; А. Н. Заварицкого, 29).

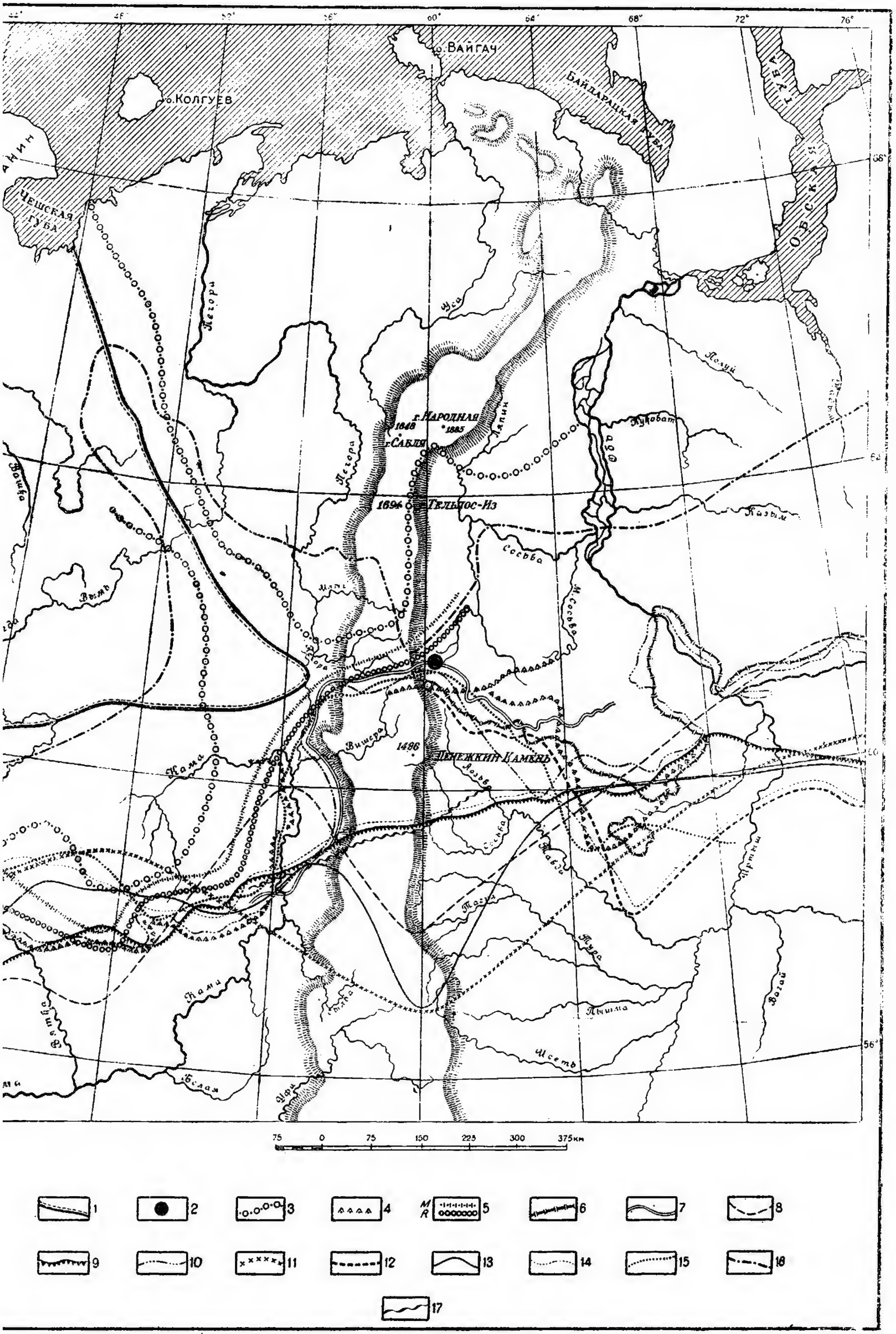
В области так называемого Приполярного Урала, между 65°30′ и 64°0′ с. ш., не менее убедительные следы оледенения констатированы Б. Н. Городковым (18), А. И. Алешковым (2, 3, 5), Т. А. Добролюбовой





Фиг. 1. Карта границ распространения ледниковых отложений по данным разных авторов

1. Южная граница северных валунов. Мурчисон, Вернейль и Кейзерлинг. Геологическая карта Европейской России и хребта Уральского. 1845.
2. Устье р. Аусвии. Место обозначения южной границы валунных отложений. Е. С. Федоров. Геологическая карта бассейна р. Ловьвы, верхней части р. Вишеры и прилежащих частей Северного Урала. Масштаб 5 верст в англ. дюйме. Горный журнал. 1889, т. II.
3. Граница распространения валунов скандинавско-русского и полярного Урало-Тиманского ледников. С. Н. Никитин. «Пределы» распространения ледниковых следов в Центральной России и на Урале». 1885.
4. Граница распространения эрратических валунов. Геологическая карта Европейской России. Изд. II, 1915. Масштаб 60 верст в 1 дюйме. Геологическая карта Европейской части СССР. Изд. II, 1926. Масштаб 1 : 6 300 000.
5. Граница распространения миндельского и рисского оледенения. А. Павлов. Неогеновые и послетретичные отложения южной и восточной Европы. 1926.
6. Южная граница ледниковых отложений. Геологическая карта Азиатской части СССР. 1927. Масштаб 1 : 4 200 000.
7. Предполагаемая южная граница распространения эрратических валунов. Геологическая карта Урала. 1930. Масштаб 1 : 1 000 000.
8. Граница оледенения в максимальную ледниковую эпоху. В. А. Обручев. Признаки ледникового периода в северной и центральной Азии. 1931. Бюлл. К. Ч., № 3 (масштаб мелкий).
9. Граница распространения ледниковых валунов. Карта отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с нею территорий. 1932. Под ред. С. А. Яковлева. Масштаб 1 : 2 500 000.
10. Граница максимального распространения ледников. Геологическая карта Европейской части СССР. 1933. Под ред. А. М. Жирмунского. Масштаб 1:2 500 000.
11. Граница максимального оледенения. В. И. Громов. О геологии и фауне палеолита СССР. 1932. Бюлл. Информ. бюро] АИЧПЕ,- № 3—4 (масштаб мелкий).
12. Южная граница распространения максимального ледникового покрова. В. И. Громов. Матер. к изуч. четвертичных отложений в бассейне среднего течения р. Оби. 1934. Тр. Ком. по изуч. четвертичн. периода, т. III, вып. 2.
13. Граница максимального оледенения Азии и Вост. Европы по данным разных авторов. В. И. Громов и Г. Ф. Мирчинк. Четвертичный период и его фауна. 1937. Животный мир СССР.
14. Граница распространения эрратических валунов. Геологическая карта Союза Советских Социалистических Республик. 1937. Масштаб 1 : 5 000 000.
15. Граница распространения валунов рисского времени. Карта четвертичных отложений Европейской части СССР. Г. Ф. Мирчинк и Е. Н. Щукина, БСАМ, 1937.
16. Граница оледенения вюрмского времени. То же.
17. Южная граница распространения эрратических валунов. Геол. карта Урала. 1939. Масштаб 1 : 500 000.



Фиг. 1. Карта границ распространения ледниковых отложений по данным разных авторов

граница северных валунов. Мурчисон, Вернейль и Кейзерлинг. Геогностическая карта Европейской России и хребта Уральского. 1845. р. Аусции. Место обозначения южной границы валунных отложений. Е. С. Федоров. Геологическая карта бассейна р. Лозьвы, верхней ти р. Вишеры и прилежащих частей Северного Урала. Масштаб 5 верст в англ. дюйме. Горный журнал 1889 ...
а распространения валунов скандинавско-русского и ...

и Е. С. Сошкиной (23), В. С. Говорухиным (19), С. Г. Бочем (8) и Н. А. Спрингом (42).

Во всей упомянутой области морена обычно залегает в отрицательных формах рельефа, выстилая днища трогов и образуя холмисто-моренные ландшафты и цепи конечных морен в трогах и в устьях каров. На склонах горных массивов и плоских поверхностях гор обычно встречаются только единичные эрратические валуны.

К югу от 64° с. ш. и до 60° с. ш., т. е. в той части Урала, которую в настоящее время принято называть Северным Уралом, следы оледенения затухают по мере движения с севера на юг.

Наконец, к югу от широты Конжаковского Камня никаких сведений о ледниковых отложениях и ледниковых формах рельефа не имеется.

Переход от области повсеместного развития ледниковых отложений к области, где они отсутствуют, повидимому, не столь постепенный и, несомненно, связан с прохождением в этом районе границы повторного оледенения (вюрмского — по терминологии большинства исследователей). Так, В. А. Варсонофьева (стр. 107—108) намечает на Урале три области: одну со свежими следами оледенения, расположенную к северу от 62°40′, другую со следами древнего оледенения (рисского), отчетливо заметными до 61°40′ с. ш., и третью, лежащую к югу от 61°40′, где «единственными памятниками» оледенения являются немногочисленные, уцелевшие от разрушения, валуны наиболее крепких и устойчивых пород. Эти последние являются (по В. А. Варсонофьевой) проблематическими следами миндельского оледенения (13, 14).

Уже Е. С. Федоров (46) отмечал, что «валунный нанос весьма нетипичен в южных частях Сев. Урала, где характер этих отложений одинаков с современными речными отложениями таких рек, как Няыс. Кроме того, в горной области эта толща размыта настолько, что трудно найти небольшие сохранившиеся площади ее бывшего распространения» (стр. 215). Такие сохранившиеся участки отмечены по р. Елме, а также по восточному подножию Высокой Пармы. Работы Е. С. Федорова (45, 48), В. А. Варсонофьевой (12, 13, 14) в бассейнах Няыса, Уньи и Илыча показали, что в горной области морена встречается лишь спорадически, а на плосковершинных водораздельных пространствах были находимы только отдельные эрратические валуны. Ледниковые формы рельефа здесь также сильно затушеваны, за исключением молодых каров, что объясняется, в первую очередь, энергичным преобразованием рельефа субаэральной денудацией в послеледниковое время. Непосредственно для того района, где авторы производили наблюдения в 1939 г., Е. С. Федоров (45) указывает (стр. 16), «что многие частные факты намекают на присутствие в прежнее время незначительных ледников, спускавшихся с гор Центрального Уральского кряжа, но не достигавших значительного развития», при этом указаны истоки рр. Мойвы и Тошемки и район, расположенный от них к северу. В истоках р. Ивделя таких следов, по Е. С. Федорову, нет.

Следы эти состоят «из неслоистых и маломощных песчаноглинистых отложений, изобилующих валунами, а местами просто большого скопа валунов» (45). В связи с этими отложениями, на гребне Урала наблюдается присутствие небольших озерков или просто котловин, а также своеобразное скалистое окаймление начал некоторых долин (особенно рельефна долина р. М. Нюлас). «Эти окаймления можно толковать как остатки находившихся здесь цирков, фирновых полей, ледников».

Еще более конкретны указания Л. Дюпарка, который в своих работах (25—27) описывает ряд ледниковых форм в районе горного массива Конжаковского Камня, расположенного в 15 км к северу от платинового прииска Кытлым, т. е. на широте 59°30′. При описании восточных скло-

нов Тылая (юго-западная вершина в 5 км от вершины Конжаковского Камня) Дюпарк описывает истоки речек, берущих начало с Тылая. Они, по его мнению, возможно, представляют незначительные кары.

На западном склоне Тылая, в истоках р. Гаревой, Л. Дюпарк описывает эрозионный цирк. Очевидно таким же эрозионным врезом, а не каром, является глубокий овраг в вершине р. Иов. Он упоминает овраги в форме подковы с очень крутыми склонами, весьма похожими на кары.

На вершине Серебрянского Камня, расположенного в 10 км к востоку от вершины Конжаковского Камня, описывается большой скалистый цирк в верховьях р. Б. Катышерской. Такие же циркообразные верховья имеют долины Б. Конжаковской и р. Полудневой. Автор подробно описывает форму этих цирков.

Характерно, что все реки восточного склона водораздела — Б. Катышерская, Б. и М. Конжаковская, Полудневка и Иов имеют сходные долины. Реки врезаются в древний аллювий, который начинается у самого подножия скалистых склонов и достигает мощности до 12—20 м. Можно предположить, что это не древний аллювий, а ледниковые отложения.

В многочисленных разрезах в районе с. Павды Л. Дюпарк не находил ничего похожего на ледниковые отложения, но особенности рельефа в истоках рек привели его к мысли о том, что наиболее возвышенные гряды, как Тылай, Конжаковский Камень и Серебрянский Камень, несли в ледниковую эпоху маленькие изолированные ледники, деятельностью которых объясняется своеобразный рельеф истоков Конжаковки и Полудневки.

Незначительные следы ледниковой деятельности были обнаружены также авторами в ряде новых пунктов летом в 1939 г. Так, например, на северо-восточном склоне Молебного Камня (Ялпинг-Нер), непосредственно ниже главной вершины горы, на высоте около 1000 м находится сильно сположенная циркообразная западина со слабо вогнутым днищем и разрушенными стенками, открытая в сторону долины р. Вижая. Аналогичные формы встречаются между северной и южной вершинами горы Ойка-Чакур, расположенной в 10 км к северу от Молебного Камня. Здесь был встречен современный снежник на высоте 800 м.

На западном склоне Поясового Камня, в истоках Кутимской Лямпы, расположена циркообразная впадина с плоским днищем на высоте около 900 м, которую можно считать древним вместилищем крупного снежника, в настоящее время стаявшего. У подножия этой впадины находится скопление валунно-галечного материала, которое образует широкие шлейфы, опускающиеся в долину р. Лямпы.

На Денежкином Камне также имеются незначительные следы деятельности недавно бывших здесь снежников в виде расширенных с плоским дном ниш, расположенных в истоках р. Шегультана и левых притоков р. Сосьвы, выше зоны леса, на высоте около 800—900 м. В настоящее время днища этих ниш, сложенных мощными толщами щебневого наноса, прорезаются глубокими эрозионными рытвинами.

На Конжаковском Камне были осмотрены некоторые циркообразные вершины рек, описанные Л. Дюпарком, причем авторы склонны считать эти формы аналогами циркообразных впадин на Денежкином и Поясовом Камнях. По всей вероятности, эти впадины, не являющиеся типичными цирками, также представляют вместилища древних снежников, которые в настоящее время стаяли.

Несмотря на тщательные поиски, авторам не удалось обнаружить в горах Северного Урала к югу от 62° с. ш. несомненных ледниковых отложений. Правда, в нескольких пунктах был встречен валунный суглинок, сходный по внешнему виду с нормальной донной мореной. Так,

например, в долине р. Велса, к северу от горы Мартай, в шурфах прииска «Зауралье» была обнаружена мореноподобная порода. В этих суглинках были встречены валуны и галька только местного происхождения, причем, судя по условиям залегания, можно было убедиться, что они слагают нижний конец делювиального шлейфа. Отсутствие в долине р. Велса каких-либо моренных образований и широкое развитие делювиальных шлейфов, спускающихся со склонов гор, заставляет нас отнести найденный суглинок к делювию.

Подобные грубые делювиальные суглинки с галькой, а иногда и с валунчиками, были встречены также в районе прииска Сосьва, на склонах Денежкина Камня. Таким образом, наблюдение Е. С. Федорова об отсутствии к югу от 61°40′ на Урале «типичных ледниковых отложений» подтвердилось. Ни в одном случае нам не удалось обнаружить морены и даже эрратических валунов, столь характерных для района Приполярного Урала.

В качестве иллюстрации того, что собой представляют эти валунные толщи, приведем разрез обнажения, расположенного в истоках Б. Мойвы к востоку от южной оконечности Ольхового Камня [1].

Здесь река протекает между двумя вытянутыми в меридиональном направлении горными массивами — Ольховым Камнем и Пу-Тумпом. Пойма реки врезается в более древние отложения, которыми выполнено днище долины. Высота бровки обнажения 5 м над меженным уровнем реки. В сторону Ольхового Камня местность заболочена и постепенно повышается. В обнажении наблюдаются многочисленные крупные (до 1 м в поперечнике) глыбы кварцитов, залегающие среди мелкой щебенки темносерых сланцев с редкой галькой габбро-диорита. Крупнообломочный материал не окатан и цементируется желтоватобурой суглинистой супесью. Местами отчетливо видна слоистость, впрочем, отличающаяся от слоистости типичного аллювия. От морены, развитой, например, в долинах Приполярного Урала, эта порода отличается 1) наличием слоистости и 2) отсутствием ледниковой обработки (полировки, шрамы) на крупных глыбах кварцита (на которых она обычно хорошо сохраняется). Кроме того, следует указать, что состав обломков здесь исключительно местный [2].

Для понимания интенсивности делювиальных процессов интересные результаты дали наблюдения в истоках рр. М. Мойвы, Молебной, Вижая и Улсинской Лямпы. Во всех этих случаях мы имеем дело с очень широкими ваннообразными долинами, переходящими в пологие водораздельные перевалы (М. Мойва, Улсинская Лямпа, Вижай) или замкнутые более или менее высокими массивами (Молебная). В верховьях таких долин приходится констатировать очень незначительное влияние современной эрозии [3]. Днища долин выложены крупными обломками тех пород, которые выходят на склонах долин и по их дну. Обломки остроугольны и лежат среди мелкой дресвы и песчаноглинистых отложений, среди которых иногда наблюдаются структурные почвы. В этих отложениях нельзя видеть следов переноса их текучей водой, и только в самом русле реки наблюдается слоистый аллювий с большим количеством уже заметно окатанных валунов.

---

[1] Повидимому, обнажение это отмечено Е. С. Федоровым (45) под № 486.

[2] Правда, благодаря однообразию пород признак этот в данном случае не будет решающим.

[3] Нет сомнения в том, что подобные долины очень напоминают некоторые долины гляциальной области Приполярного Урала, а именно те из них, которые заканчиваются среди сниженных горных массивов, где отсутствовали условия, необходимые для образования каров (например, р. Пон-ю—правый приток Кожима, Безымянные речки, берущие начало у западного подножия горы Кош-нер, истоки Хартеса и др.).

При прослеживании долины в поперечном направлении бросается в глаза постепенный переход этих отложений в делювий склонов. В истоках М. Мойвы и Улсинской Лямпы особенно ярко выражены длинные шлейфы незадернованных россыпей, вытянутых в направлении от подножия крутых склонов долины к ее наиболее пониженной осевой части. Это свидетельствует о широком развитии делювиальных процессов и в долинах.

Любопытные данные, иллюстрирующие роль делювиальных процессов, были получены в результате петрографического определения валунов в вершине р. Молебной. Здесь восточный борт долины сложен кварцево-кварцитовыми конгломератами, а западный — кварцитами и кварцитовыми сланцами.

Анализ показал, что распространение обломочного материала западного и восточного борта строго маркируется руслом р. Молебной, и только здесь происходит смешение его в результате переотложения текучей водой.

Так как шлейфы осыпей вытянуты в направлении уклона коренного ложа долины, т. е. они большей частью расположены перпендикулярно к нормали склона (и к оси долин), а в самих долинах мы не находим никаких следов ледниковой аккумуляции в виде холмисто-моренных ландшафтов, конечных морен или озов, то нужно предположить, что, если мы и имеем здесь дело с ледниковыми отложениями, последние настолько изменены последующей денудацией и смещены от мест своего первоначального залегания делювиальными процессами, что едва ли возможно сейчас отделить их от делювия.

Следует подчеркнуть также то обстоятельство, что мы совершенно не находим окатанных галечников и «речников» выше уровня современной поймы и первой надпойменной террасы. Обычно выше по склону встречаются исключительно делювиальные отложения [1], представленные неокатанными (но иногда окантованными) обломками местных пород, залегающими в желтоватой суглино-супеси или красноватой глине (южная часть района).

Высказанное многими авторами предположение о размыве моренных отложений речными водами в пределах всей ширины долин Вишерского и Лозьвинского Урала подлежит сомнению. Зато приходится придти к выводу, что даже в долинах делювиальные процессы имели очень широкое развитие.

Из вышеизложенного видно, что на Северном Урале, к югу от 62° с. ш., следы ледниковой деятельности встречаются лишь в немногих пунктах в виде разрозненных, слабо выраженных, зачаточных форм — преимущественно недоразвитых каров и вместилищ снежников.

По мере движения к югу и этих следов становится все меньше. Последним южным пунктом, где еще имеются незначительные признаки ледниковых форм, является массив Конжаковского Камня.

Все свежие ледниковые формы, широко распространенные на Приполярном Урале, встречаются, как выше указывалось, только на некоторых наивысших вершинах Северного Урала. Поэтому авторы считают, что во время последней ледниковой эпохи (вюрм) на Вишерском Урале существовали только незначительные ледники, не выходившие за пределы склонов самых высоких горных вершин.

Таким образом, ограниченное распространение ледниковых форм в горах и отсутствие каких-либо молодых ледниковых отложений в долинах свидетельствуют о том, что Северный Урал на пространстве между

[1] В дальнейшем под термином «делювий» широко понимаются все рыхлые продукты выветривания, смещенные под уклон под влиянием силы тяжести, без непосредственного влияния текучей воды, льда, ветра.

62° и 59°30′ с. ш. в последнюю ледниковую эпоху не подвергался сплошному оледенению и, следовательно, не мог являться значительным центром оледенения.

Именно поэтому на Северном Урале имеют исключительно широкое развитие делювиальные образования.

Обратимся теперь к рассмотрению следов оледенения в периферических частях Северного Урала, окружающих высокогорные районы.

Как известно, на западном склоне Урала, в районе г. Соликамска, ледниковые отложения впервые были установлены П. Кротовым (31—32).

П. Кротов встречал отдельные ледниковые валуны к востоку от р. Камы, в бассейнах рр. Глухой Вильвы, Язьвы, Яйвы и ее притоков — Иваки, Чаньвы и Ульвича.

Кроме того, Кротов описывает «Ледниковую политуру скал» на р. Яйве в 1.5 верстах выше устья р. Кадя.

Все эти пункты являются до сего времени крайними восточными пунктами нахождения следов деятельности ледников. Этот автор указывает, что «...Весь Чердынский и, вероятно, весь Соликамский уезды нужно включить в область распространения следов гляциальных явлений». Не отрицая того факта, что следы деятельности ледников в предгорной зоне встречаются только изредка, Кротов, полемизируя с Никитиным, пишет: «Самая единичность таких фактов объясняется теми условиями, в которых находился и находится Урал по отношению к разрушителям горных пород».

П. Кротов одним из первых указал на значение Вишерского Урала как самостоятельного центра оледенения и допускал возможность движения льдов, в противоположность мнению С. Н. Никитина, с Урала на запад и юго-запад. Кроме того, Кротов правильно подметил большую роль процессов морозного выветривания в формировании рельефа Урала и в уничтожении следов древнего оледенения.

На многих новейших геологических картах граница распространения ледниковых отложений показывается по данным П. Кротова, опубликованным в 1885 г.

Выводы П. Кротова о существовании самостоятельного Уральского центра оледенения энергично оспаривал С. Н. Никитин (32), который весьма предвзято подходил к решению данного вопроса. Так, например, С. Н. Никитин писал (38, стр. 35): «... Наши современные познания западного склона Урала... дали надежную опору для решительного утверждения, что на Урале до водораздела Печоры, по крайней мере, не было ледников в ледяную эпоху».

Воззрения Никитина оказывали долгое время влияние на исследователей Урала. В значительной степени под воздействием взглядов Никитина многие последующие авторы проводили границу распространения эрратических валунов на Урале к северу от 62°.

Взгляды С. Н. Никитина до известной степени подтверждаются результатами работ М. М. Толстихиной (43), которая в 1935 г. специально изучала геоморфологию Кизеловского района. М. М. Толстихина не встретила никаких следов ледниковой деятельности в районе своих исследований, несмотря на то, что он расположен всего в 20—30 км южнее тех мест, где П. Кротов описывает единичные находки ледниковых валунов. М. М. Толстихина считает, что основная поверхность исследованного района представляет дочетвертичный пенеплен.

Таким образом, бассейны рек Косьвы и верховья рек Вильвы, по данным М. М. Толстихиной, расположены уже в экстрагляциальной зоне.

Однако данные П. Кротова подтверждаются новейшими исследованиями.

Результаты работ Камско-Печорской экспедиции 1938 г. показали, что морена древнего оледенения распространена на значительных площадях на правом берегу р. Камы, южнее г. Соликамска. На левом берегу р. Камы, между г. Соликамском и долиной р. Глухой Вильвы, морена встречается лишь изредка, преимущественно в виде валунных скоплений, оставшихся после размывания морены. Еще восточнее, т. е. в пределах холмисто-увалистой полосы, никаких следов ледниковых отложений не сохранилось. Выклинивание ледниковых отложений с запада на восток, по мере приближения к Уралу, отмечается В. М. Янковским на протяжении около 150 км, т. е. в полосе от верховьев р. Колвы до г. Соликамска. Мощность морены возрастает по мере удаления от Урала на запад и северо-запад. Между тем в этой морене содержится значительное количество валунов из пород несомненно уральского происхождения. Очевидно, выклинивание морены на восток представляет явление позднейшего порядка, получившееся в результате действия в течение продолжительного времени интенсивных денудационных процессов, которые, несомненно, в горах действовали более интенсивно.

На восточном склоне Урала южная граница распространения ледниковых отложений еще окончательно не установлена.

В 1887 г. Е. С. Федоров в заметке о нахождении меловых и валунных отложений в приуральской части Северной Сибири описал «следы небольших ледников, спускавшихся с гребня Урала». Автор описывал каровые озера в верховьях р. Лозьвы (в частности, озерко Лундхусеа-тур) и холмистые увалы в бассейнах Северной Сосьвы, Маньи, Иоутыньи, Лепсии, Няыся и Лепля, которые сложены из неслоистой песчанистой глины или глинистого песка с громадным количеством валунов. Автор указывал, что «породы этих валунов настоящие уральские».

На основании данных Е. С. Федорова (47), граница сплошного оледенения на Урале проводилась к северу от 61°40′ с. ш. Е. С. Федоров и В. В. Никитин отрицали возможность сплошного оледенения площади Богословского горного округа (48, стр. 112—114), но допускали здесь, т. е. до широты Денежкина Камня, существование ледников местного значения (альпийского типа).

Данные Е. С. Федорова подтверждаются последующими наблюдениями Е. П. Молдаванцева, который также описывал следы местных ледников к югу от 61°40′ с. ш. Так, например, Е. П. Молдаванцев пишет (37, стр. 737): «В руслах рр. Пурмы и Ушмы, западнее Чистопа и Хой-Эквы, среди речников, состоящих из пород зеленокаменной толщи, удается изредка встречать небольшие валуны крупнозернистых габбровых пород, залегающих восточнее, что говорит о возможном распространении ледников в направлении от названных массивов к западу, т. е. против современного течения рек».

Следует отметить, что находки валунов, приуроченные только к руслу реки, не заслуживают полного доверия, тем более, что на склонах гор Чистопа и Хой-Эквы нами в 1939 г. не было обнаружено никаких следов ледниковых форм, которые должны были бы сохраниться от последней ледниковой эпохи. Однако тот факт, что данное указание не является единичным, заставляет обратить на него внимание.

К югу от описанных речек, в районе д. Бурмантовой, Е. П. Молдаванцев (35, стр. 147) находил валуны глубинных пород — габбро-диоритов и кварцевых диоритов, а также валуны метаморфических пород: альбито-слюдистых гнейсов, слюдистых среднезернистых песчаников и кварцитов. Е. П. Молдаванцев делает следующий вывод: «Если принять во внимание, с одной стороны, резкое петрографическое отличие названных валунов от коренных пород района, их размеры — внешний облик, а с другой — широкое развитие аналогичных основных глубинных и

метаморфических пород к западу от Бурмантово (в расстоянии около 25—30 км), то становится вполне возможным предположить о существовании в прошлом на данной широте местных ледников альпийского типа, надвигавшихся сюда с запада, т. е. от Уральского хребта». Автор считает, что долина р. Лозьвы отчасти обязана своим происхождением эродирующей деятельности одного из местных, вероятно, полисинтетических ледников. Отложения этого ледника (боковые морены), по мнению Е. П. Молдаванцева, разрушены последующей эрозией.

Одним из крайних южных пунктов, где указываются ледниковые отложения, является район д. Еловки, близ Надеждинского завода на Северном Урале, где при разведке месторождения самородной меди Е. П. Молдаванцев и А. И. Демчук (36, стр. 133) указывают на развитие бурых вязких глин, мощностью до 6—7 м, содержащих в верхних горизонтах редкие включения окатанной гальки, а в нижних — большое количество крупного материала.

Ледниковый характер отложений района д. Еловки устанавливается по всем собранным материалам и образцам коллекций — С. А. Яковлевым, А. Л. Рейнгардом и И. В. Даниловским.

Из описания видно, что эти бурые вязкие глины подобны тем, какие развиты повсеместно на территории г. Серова (б. Надеждинск) и окрестностей. Летом 1939 г. в г. Серове прокладывался водопровод, и в траншеях глубиной до 5—6 м, пересекавших весь город, авторы имели возможность изучить характер четвертичного покрова, залегающего на опоковидных палеогеновых глинах. Толща шоколадно-коричневых и бурых плотных суглинков, мощностью 4—5 м, обычно в нижних горизонтах содержит дресву и гальку, а кверху постепенно переходит в типичный лиловатый покровный суглинок, обладающий местами характерной лёссовидной столбчатостью и пористостью.

Авторы имели возможность сопоставить поверхностные отложения района г. Серова с типичными покровными суглинками из районов с. Ивделя, с. Павды, г. Соликамска, г. Чердыни, г. Н. Тагила и других и пришли к заключению, что бурые суглинки, широко развитые в районе г. Серова, также относятся к типу покровных суглинков, а не к ледниковым отложениям.

Выводы авторов об отсутствии ледниковых отложений в районе г. Серова согласуются с данными С. В. Эпштейна, который производил изучение четвертичных отложений восточного склона Северного Урала в 1933 г. (49). С. В. Эпштейн исследовал долины р. Лозьвы от устья до д. Першино, водораздел между Лозьвой и Сосьвой и бассейн р. Туры. Нигде он не встретил ледниковых отложений и описывает только аллювиальные и элювиально-делювиальные образования.

До настоящего времени нет никаких достоверных указаний на наличие ледниковых отложений в равнине в бассейнах Сосьвы, Лозьвы и Тавды.

Поэтому авторы считают, что границу максимального оледенения восточного склона Урала следует проводить севернее упомянутых рек.

Из приведенного выше обзора материала по вопросу о следах древнего оледенения на Урале мы убеждаемся, что в пределах собственно Уральского хребта этих следов сохранилось меньше, нежели в прилегающих частях низменностей. Как отмечалось выше, причина этого явления заключается в интенсивном развитии делювиальных процессов, которые уничтожили следы древнего оледенения в горах.

Напрашивается предположение, что и образование господствующих форм рельефа в горах обусловлено этими же процессами.

Поэтому, прежде чем сделать окончательные выводы о границах максимального оледенения, необходимо остановиться на вопросе о происхож-

дении нагорных террас и на выяснении степени интенсивности морозно-солифлюкционных и делювиальных процессов в горах.

О происхождении нагорных террас

Обращаясь непосредственно к нагорным террасам, следует подчеркнуть, что главный упор нами сделан на материал, характеризующий генетическую сторону этого явления, в том числе на ряд важных деталей в строении нагорных террас, на которые Л. Дюпарк совершенно не обращал внимания и значение которых было оттенено в ряде современных работ (39).

Мы уже отмечали, почти повсеместное развитие нагорных террас, определяющее собой весь характер ландшафта Вишерского Урала, чего далеко нельзя сказать о более северных частях Урала.

Такое преимущественное развитие этих форм в более южных частях Урала уже одно указывает, что они едва ли непосредственно связаны с деятельностью ледников, как предполагает А. Н. Алешков (4, 6), и даже фирновых снежников, ибо в таком случае мы должны были бы ожидать как раз обратного распределения нагорных террас в пределах хребта. А именно — максимального их развития на севере, где ледниковая деятельность несомненно проявлялась более интенсивно и в течение большего периода времени.

Если же нагорные террасы являются следствием послеледникового выветривания, то тем более следует обратить на них внимание, так как в этом случае рельеф в относительно короткое время подвергся весьма существенному преобразованию, утеряв все признаки, которые на нем могло запечатлеть былое оледенение.

Ввиду большой спорности этой проблемы и разнообразия точек зрения на происхождение нагорных террас, но, главным образом, ввиду очень ограниченного числа фактов, положенных в основание всех без исключения предложенных гипотез, нами были выделены следующие основные вопросы, для решения которых безусловно требовался сбор дополнительного фактического материала: а) связь нагорных террас с коренными породами; б) влияние экспозиции склона и роль снега в образовании нагорных террас; в) строение террас и мощность плаща рыхлых обломочных отложений на различных участках нагорных террас; г) значение мерзлотных явлений и солифлюкции для образования нагорных террас.

Сбор фактического материала производился в течение ряда лет, причем имелась возможность осмотреть большое количество глубоких горных выработок (шурфов и канав), заданных на различных участках нагорных террас, а также произвести раскопку структурных почв.

а) По вопросу о связи нагорных террас с коренными породами, их залеганием и характером трещин отдельностей, которые в них развиты, собранный материал дает следующие указания.

Нагорные террасы на Урале развиты на самых различных породах (кварцитах, кварцево-хлоритовых и других слюдистых метаморфических сланцах, роговиковых сланцах, зеленых сланцах, габбро-диабазах, габбро, на ультра-основных породах, в гранитах, гранито-гнейсах, гранодиоритах и диоритах), что ясно не только из наших наблюдений, но и из наблюдений других авторов.

Распространенное мнение о том, что нагорные террасы обладают избирательной способностью в отношении определенных пород, должно быть отвергнуто. Кажущееся предпочтительное развитие этих форм в области выходов кварцитов (например, на Вишерском Урале) объясняется

тем, что именно этими трудно выветриваемыми породами здесь сложены наиболее высокие современные массивы, где климатические условия благоприятны для образования нагорных террас (см. ниже).

В отношении же слабого развития нагорных террас на Денежкином Камне и Конжаковском Камне, наиболее высоких островных гор восточного склона в этой части Урала, следует подчеркнуть значительно большую их расчлененность эрозией, чем, например, расположенного западнее Поясового Камня. Значение эрозии как фактора, отрицательно влияющего на возможность образования нагорных террас, мы еще будем иметь возможность оттенить ниже.

Влияния фактора тектоники и структурных особенностей залегания коренных пород на развитие нагорных террас, после работы С. В. Обручева (39), можно было бы не касаться, если бы не появившаяся в последнее время заметка Н. В. Дорофеева (24), где этим факторам в образовании нагорных террас придается решающее значение. Едва ли нужно доказывать, что в этом случае, принимая во внимание сложную тектонику Урала, следовало ожидать развития нагорных террас только в строго определенных зонах, между тем как мы наблюдаем на том же Вишерском Урале повсеместное развитие террас, начиная с Поясового Камня на востоке и кончая Тулымским Камнем на западе. Здесь особенно ярко выступает тот факт, что явление это целиком стоит в связи с климатическими факторами и ими в первую очередь определяется [1].

Развитие нагорных террас в области разрушенного крыла антиклинала в зоне сильного смятия (г. Карпинского), на опрокинутых к востоку складках (г. Лапча), в области круто падающих на восток и поставленных на голову кварцитов (Поясовый Камень) и полого падающих на восток пластов (г. Ярота), в области развития значительных гранитных массивов (Неройский массив) и выходов габбро, в условиях различных залеганий пород и различной трещинной тектоники, лишний раз подтверждает, что решающего значения эти факторы для образования террас не имеют.

Распределение высот в положении отдельных террас, в зависимости от горизонтальных трещин отдельности, на которое указывает Н. В. Дорофеев (24), опровергается целым рядом фактов. Например, наблюдающимся всюду на Вишерском Урале различным высотным распределением площадок нагорных террас на двух обращенных друг к другу склонах, обладающих совершенно одинаковым строением (западный склон Поясового Камня в истоках Улсинской Лампы). Там же, на двух во всем подобных отрогах западного склона, обладающих одинаковым геологическим строением и разобщенным только узкой эрозионной долиной, мы наблюдаем на северном отроге 28, а на южном отроге всего 17 хорошо сформированных террас. Наконец, на сравнительно небольшой террасированной сопке, сложенной габбро-диабазом (на поверхности Кваркуша), наблюдается различное количество ступеней на склонах, обращенных к югу и к северу. Кроме того, как показывают замеры на Поясовом Камне, горизонтальная отдельность в кварцитах развивается обычно в интервале от 6 до 12 м, разница же уровней площадок нагорных террас колеблется от 3—5 до 60 м. Как мы покажем ниже, благодаря энергично идущим морозным процессам поверхность террасы должна снижаться, а следовательно, горизонтальные трещины отдельностей могут играть роль только в начальных стадиях развития нагорных террас.

Указание Н. В. Дорофеева (24) на то, что бровка террасы будто бы обязательно совпадает с выходом более твердых пород, также не находит себе подтверждения и может быть легко опровергнуто на примере того же

---

[1] Фактор этот совершенно не учтен Дорофеевым, и поэтому непонятно, почему же террасы не развиваются в более низких зонах рельефа.

Поясового Камня, где, следуя по простиранию пород, можно наблюдать террасы в совершенно однородных кварцитах на склонах любой экспозиции. То же подтверждается наблюдениями на северных отрогах Тулымского Камня, на Муравьином Камне, на водоразделе Печорской Сыни и ее правого притока ручья Марина и в других пунктах. Показателен также приведенный выше пример с террасированием сопки, сложенной габбро. Наконец, многочисленные наблюдения подтверждают, что одна и та же террасовая поверхность пересекает контакты различных пород (диабазы и кварциты на горе Мань-Чуба-Ньоль, мандельштейны и слюдистые сланцы на водоразделе Печорской Сыни и Седью, граниты и зеленые сланцы на кряже Тендер, кварциты и слюдисто-кварцитовые сланцы на высоте 963 м и т. д.). Короче говоря, уступы террас совсем не обязательно совпадают с контактами различных пород и в этом отношении не отражают их распространения и тектонику, как это следует по Дорофееву. Примеры обратного говорят только о том, что при выветривании сопротивляемость пород играет важнейшую роль, поэтому мы и наблюдаем, что отдельные выходы более твердых пород образуют сопки (тумпы). выступающие над общей поверхностью.

Однако не надо забывать, что эти сопки также террасированы, хотя состав их однороден.

б) Экспозиция склона на развитие нагорных террас, повидимому, также не оказывает влияния, как это видно из приведенных ниже данных. Особенно это обстоятельство бросается в глаза при осмотре гг. Ишерима и Молебного Камня (Ялпинг-нер). Здесь террасированы вершины Ишерима и все три его отрога, вытянутые в различных направлениях. Северо-восточные отроги Ишерима, в свою очередь, перевалом соединяются с Молебным Камнем, причем горы огибают верховья р. Молебной, текущей в направлении на север. Весь гребень перевала, образующий плавную дугу, вытянутую в восточном направлении, и ориентированные в направлении северо-юга горы левобережья р. Молебной и массив Ялпинг-нер,— террасированы. Таким образом, здесь мы на сравнительно небольшом пространстве видим прекрасно сформированные террасы на склонах самой различной экспозиции. Следует также подчеркнуть, что для террасированных вершин гор (самых верхних уровней нагорных террас) экспозиция вообще не может иметь никакого значения.

Однако вопрос об экспозиции склона имеет очень большое значение для распределения снега, роль которого в образовании террас особенно подчеркивалась и С. В. Обручевым (39).

Снежные забои у подножия уступа и на склонах нагорных террас. как показали многочисленные наблюдения в горах Приполярного и Вишерского Урала, образуются на склонах северной, северо-восточной и восточной экспозиций и, как исключение, на склонах южных, юго-западных и западных. Таким образом, как отмечал еще А. Н. Алешков (4). в распределении их решающая роль принадлежит условиям затенения и господствующим ветрам (западной четверти). Причем при детальных наблюдениях выяснилось, что только те снежники, которые сохраняются в течение большей части или всего лета, оказывают существенное влияние на свое вместилище (склон), вызывая энергичное разрушение уступа нагорной террасы и образование солифлюкционных площадок выравнивания у подошвы склона. Положительная роль их в образовании нагорных террас заключается и в том, что, обладая большим запасом влаги. они, отдавая ее при таянии, постепенно активизируют процессы солифлюкции на ниже расположенной поверхности нагорной террасы.

Приходится, однако, отрицать за ними то значение и ту роль, которые им приписаны в образовании нагорных террас С. В. Обручевым (39). Это подтверждается строением террас (см. ниже) и огромным

числом фактов, когда на двух терраспрованных склонах прямо противоположной экспозиции мы в одном случае наблюдаем летние снежные забои у подножия уступов террас, а в другом их нет. Между тем террасы на обоих склонах совершенно не отличаются друг от друга по своей морфологической и иной характеристике, как мы уже отмечали выше. То же отличие видно и на округлых терразированных сопках (например, на Кваркуше). Таким образом, роль снега никак не может быть признана решающей дело, так как в противном случае мы наблюдали бы заметную асимметрию в развитии террас в зависимости от экспозиции склона.

в) Переходим к описанию строения нагорных террас.

Как показали многочисленные выработки, никакого принципиального различия в строении нагорных террас различных размеров и расположенных в области развития различных пород нет. Это относится и к самым верхним террасовым уровням (усеченным вершинам) и к нагорным террасам склонов, расположенным на самых различных уровнях.

Строение террас оказалось настолько стандартным, что общность причины их образования и независимость от коренных пород не может подлежать никакому сомнению [1].

Пользуясь терминологией С. В. Обручева (39, стр. 29), мы будем различать: обрыв (или склон) террасы, бровку и поверхность террасы, разделяя ее на лобовую (прилежащую к бровке), среднюю и тыловую части.

Склон террасы имеет угол наклона от 25 до 75° (в среднем — 35—45°) и, как правило, на данном участке выдержанное падение (см. рис. 4, 5). Однако при более детальном осмотре можно видеть, что нередко в нижней трети склон имеет более крутое падение (до вертикального). С другой стороны, мы можем обнаружить более сположенные участки склона, особенно в области бровки. Как правило, а не как исключение, по склону, преимущественно в нижней трети его, среди крупнообломочной осыпи наблюдаются коренные выходы пород. Ни один шурф не обнаружил по склону мощного обломочного покрова, как это следовало ожидать по С. В. Обручеву (39). Напротив, подтвердилась правильность наблюдения А. Н. Алешкова, который писал, что «уступы нагорных площадок представлены выходами коренных пород» (4, стр. 277).

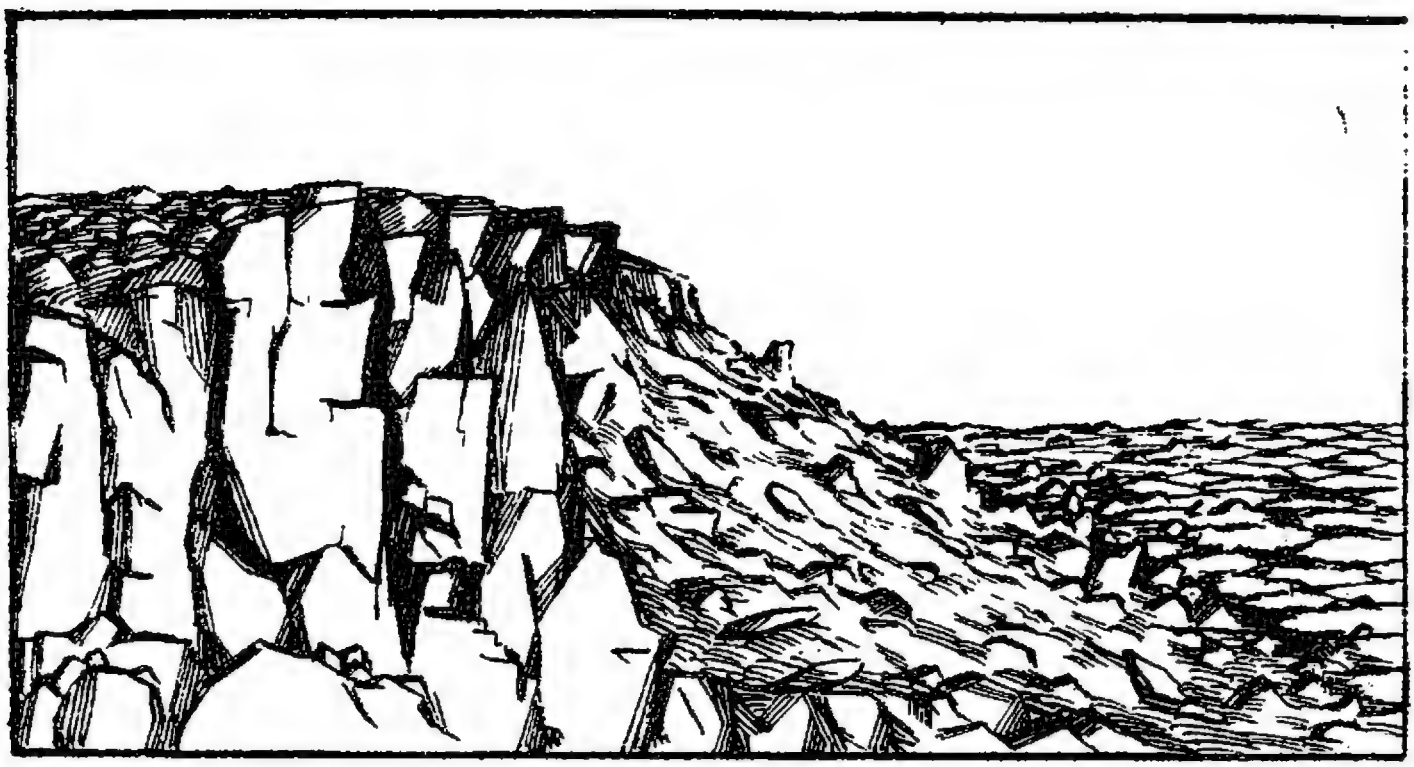
Поверхность нагорных террас оказалась покрытой плащем обломочных отложений, мощность которого в среднем составляет от 1.5 до 2.5 м. Она никогда не превосходила 3.5—4 м, но нередко коренные породы залегают на глубине всего 0.5 м. Поверхность террасы всегда обладает слабым наклоном (2—5°). Мощность покрова обычно меньше в наиболее возвышенных частях поверхности. Но приподнятая зона отнюдь не всегда приурочена к тыловой части поверхности террасы (к подножию склона вышележащей террасы). Она может находиться в области бровки, в центре и в других местах (обычно возвышенная часть с утонченным покровом располагается на том месте, где еще недавно существовали выступы — останцы). Течение грунта ориентировано в направлении этих слабых уклонов и иногда идет параллельно подножию склона, террасы или от бровки внутрь. Отсюда ясно, что ожидать зональности в строении террас в направлении от подножия уступа к бровке далеко не всегда можно.

Весьма характерно, что у подножия уступа мы не наблюдаем скопле-

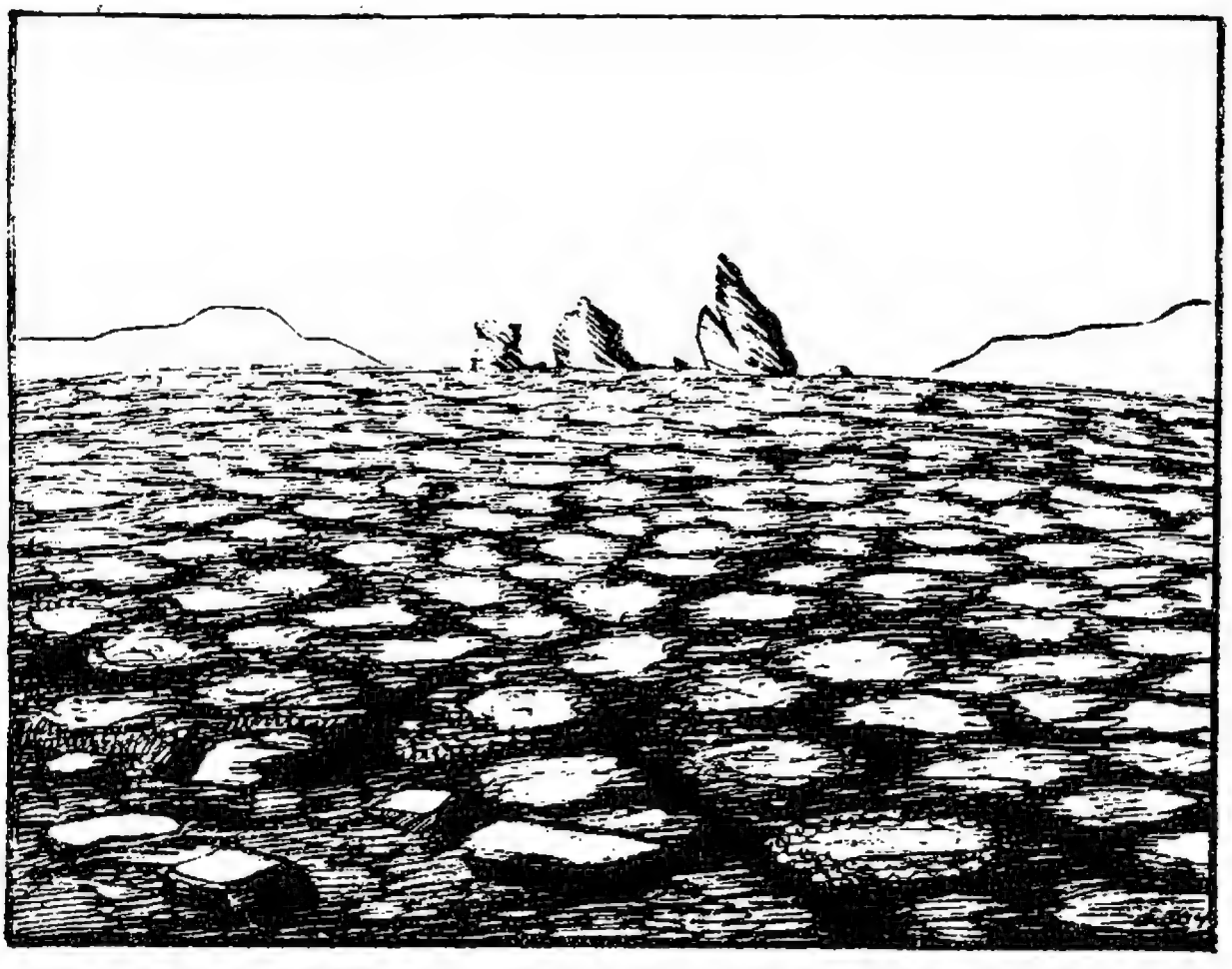
---

[1] Здесь следует оговориться, что некоторые авторы, например, А. Н. Алешков (4), следуя морфологическим признакам, включают в понятие нагорные террасы обширные нагорные плато и нагорные долины протяжением в несколько десятков километров. Эти весьма крупные формы рельефа имеют в ряде случаев несомненно иное происхождение, чем описываемые нами нагорные террасы. Формы морозно-солифлюкционного терразирования здесь накладываются на более древние формы рельефа.

ния коллювия (фиг. 2. 5). и только при сильной задернованности п верхности нижележащей террасы подножие уступа опоясывается скоплением обломочного материала. образующего подобие бордюра.



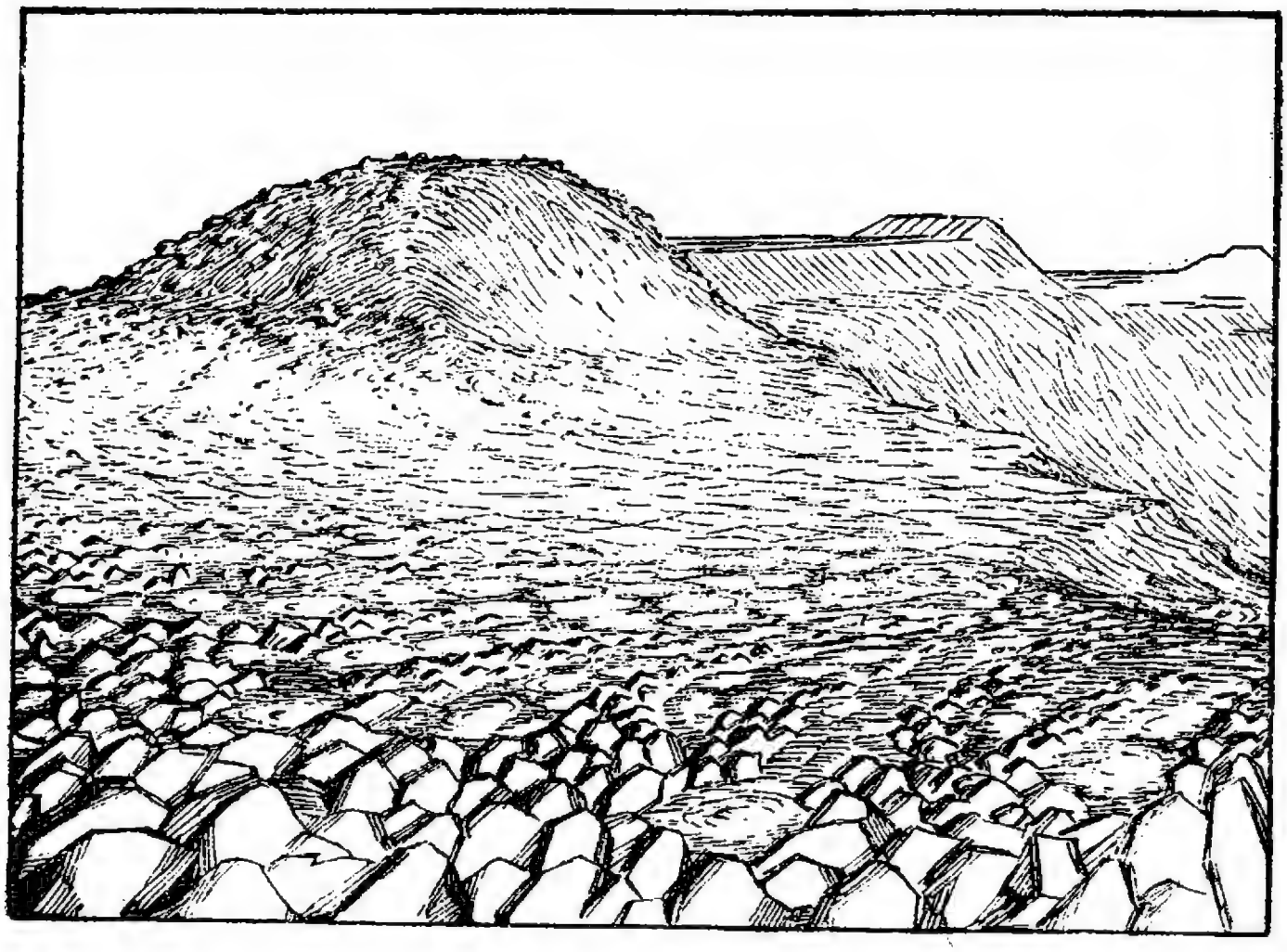
Фиг. 2. Уступ нагорной террасы. На бровке и по склону коренные выходы диаба Видно отсутствие скопления коллювия у подножья склона. Водораздельная ча Поясового Камня в истоках Кутимской Лямпы.



Фиг. 3. Структурные почвы на поверхности горы Мань-Губа-Ньелы. На заднем плане останцы.

г) Как внешние признаки, так и строение обломочного плаща бесспорно говорят о *солифлюкционных процессах*, протекающих на поверхности террасы и ее склонах. Они выражаются, прежде

всего, в ориентировке диференцированного крупнообломочного и мелкоземистого материала в соответствии с уклоном поверхности (фиг. 4). Каменные полосы, сложенные остроугольным крупнообломочным материалом, чередуются с земляными полосами, вытянутыми в направлении слабых уклонов поверхности террасы. Впрочем, очень часто земляные полосы разбиты на отдельные ячейки структурных почв. Для сильно



Фиг. 4. Водораздельная часть Поясового Камня в истоках Кутимской Лампы. Видна ориентировка каменных и земляных полос в направлении слабого уклона террасы.

выровненных нагорных террас характерно более или менее равномерное распределение (фиг. 3) ячеек структурных почв по всей площадке. Тип структурных почв остается более или менее постоянным в различных частях поверхности нагорных террас. Помимо уклона, он зависит от количественного соотношения мелкоземистого и обломочного материала [1].

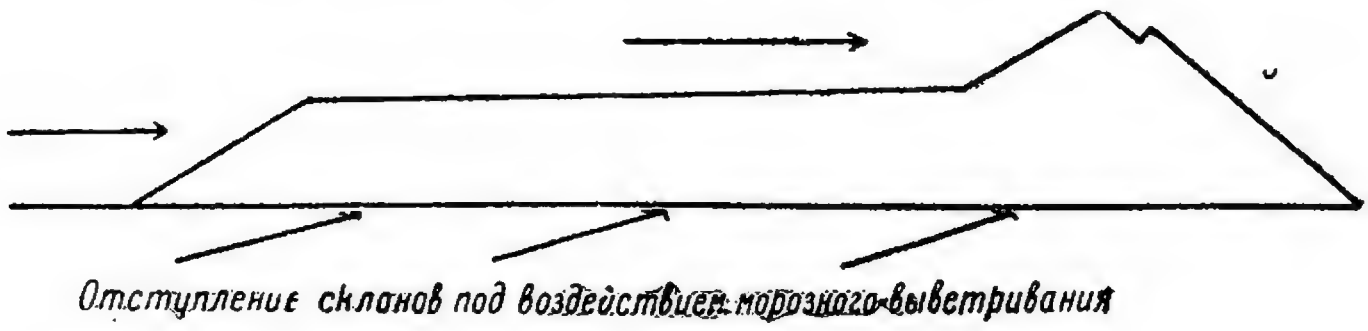
Однако некоторое своеобразие в типах структурных почв зависит также от характера подстилающей коренной породы, за счет выветривания которой они возникают. Это очень хорошо заметно в тех случаях, когда поверхность террасы захватывает выходы различных пород. Тогда можно наблюдать, что и различные типы структурных ячеек маркируются линией контакта. Наши наблюдения не подтверждают присутствия упорных краевых валов в лобовой части террас (за исключением единичных случаев). Сбрасывание материала происходит в виде потоков каменного материала через сниженные участки бровки. Никакого наползания и смятия в краевой зоне, повидимому, не происходит [2], так как сам процесс солифлюкции связан с плывучестью грунта и протекает только в моменты, когда эта плывучесть имеет место. Поэтому течение грунта осу-

[1] Для последнего играет роль величина обломков и их форма.

[2] Сходные валообразные формы местами возникают в результате морозной сортировки (сдвига).

ществляется в направлении наименьшего сопротивления. Краевая (очень тонкая, сходящая на клин) часть снежного забоя, если последний и бывает развит, никак не может играть роль упора. Солифлюкция просто изберет другое направление (наименьшего сопротивления). Это тем более так, что большинство площадок имеет три открытых склона различной экспозиции. И если снежный забой разовьется, то только на одном из них. Кроме того, на высоких уступах забой вообще не достигает бровки или имеет здесь ничтожную мощность и стаивает очень быстро (одновременно с освобождением поверхности террасы). Отсутствие валов объясняется также тем, что сам уступ и бровка террасы неуклонно и энергично отступают на себя[1] (см. ниже). В каменных полосах, направленных

Фиг. 5 а) Гора Ойка-Чакур. На переднем плане поверхность нагорной террасы. На заднем плане склон террасы с выходами коренных пород.



Фиг. 5 б) Отступание склонов под воздействием морозного выветривания.

к бровке, иногда наблюдаются продольные осевые ложбины. Явление это возникает в силу двух причин, часто действующих совместно. Одна из них заключается в том, что благодаря морозному сдвигу, действующему в противоположные стороны от двух смежных земляных полос, в крупнообломочном материале возникают глубокие борозды, подобные тем, которые наблюдаются почти всюду между отдельными приподнятыми ячей-

[1] Этим же обстоятельством объясняется преимущественное нахождение крупнообломочного материала по бровке и склону нагорных террас.

ками структурных почв. Другая причина лежит в том, что эти крупнообломочные полосы являются путями дренажа вод, и здесь, с одной стороны, идет вынос мелкозема, а с другой — энергичное разрушение обломков (снизу) при колебании температуры вокруг точки замерзания воды. В результате имеет место оседание россыпи по линии дренажного потока. Наконец, следует подчеркнуть и то обстоятельство, что структурные почвы суть явления вторичные и скорее маскируют направление движения грунта на данном участке. О том же, что последнее действительно имеет место в самых верхних частях покрова (в активном слое мерзлоты), свидетельствует смещение кристаллов горного хрусталя из разрушающихся коренных гнезд, расположенных на поверхности террас. Кристаллы оказываются распределенными в виде струй в направлении слабого уклона поверхности террас. Как это видно из осмотра многочисленных шурфов и канав, строение грунта в области террасовой площадки характеризуется следующими чертами. Самый нижний горизонт представляет неровную поверхность коренных пород, покрытую крупнообломочным элювием, скованным мерзлотой. Выше наблюдается скопление мелкой щебенки и иногда прослои мелкозема (желтоватого суглинка с мелкой дресвой), в котором лежат более крупные обломки. Верхний горизонт представляет скопление обломков, среди которых наблюдается морозная сортировка в виде ячеек структурных почв (глубина ее не превосходит 70 см от поверхности). Местами видно, как глинистые массы выдавливаются вверх среди более крупных обломков в результате расширения объема — влажного мелкозема при замерзании. Следы течения заметны в пределах активного слоя вечной мерзлоты на глубине до 1.5 м (но обычно не свыше 1 м) и выражаются в ориентировке мелкощебенчатого материала параллельно поверхности террасы, а также присутствием смятий на месте выходов коренных гривок (10, 11). Очевидно также, что длительная сезонная мерзлота (оттаивающая только к середине августа, всего на 1 месяц), весной и в первую половину лета играет ту же роль ,что и вечная мерзлота, создавая водоупорную поверхность, необходимую для переувлажнения верхних горизонтов грунта и развития в них солифлюкции (Вишерский Урал).

На основании изложенного, нельзя не притти к выводу, что полученный фактический материал стоит в противоречии с существующими гипотезами, даже с теми из них, в которых оттенены роль морозного и снежного выветривания и солифлюкции. Это дает нам право предложить несколько иное объяснение возникновению и развитию нагорных террас, которое больше отвечает наблюденным фактам. Можно предполагать, что для зарождения террас достаточно того, чтобы на склоне имелись обнажения коренных пород. Тогда при условии энергичного морозного разрушения, в результате диференциального выветривания или особенностей тектоники, в том числе и трещин отдельностей (в однородных породах), возникает уступ — небольшая горизонтальная площадка и ограничивающий ее крутой склон.

На площадке начинает скапливаться некоторое количество обломочного материала. В условиях субарктического и арктического климата обломочный материал будет сцементирован мерзлотой. Таким образом, уже в самом начале для каждой данной площадки возникает более или менее постоянный денудационный уровень в силу консервации площадки мерзлотой. Условия выветривания для плоско-горизонтальной площадки и для склона с этого момента становятся резко различными. При этом голый склон будет энергично разрушаться и отступать, в то время как

площадки лишь медленно снижаться [1]. Значение более или менее постоянного уровня площадки, однако, не только в этом, а и в том, что здесь в результате резкого излома профиля всегда скапливается влага, стекающая по склону и появляющаяся в результате таяния мерзлоты. Таким образом, при колебаниях температуры вокруг точки замерзания воды здесь у подножия склона будет происходить наиболее эффективное морозное выветривание [2]. Но так как сила тяжести заставляет текучий грунт активной зоны мерзлоты стремиться к горизонтальной плоскости, то и подножие уступа и площадка лежат почти строго в горизонтальной плоскости (роль этой линии подножья сравнима с той, которая приписывается бергшрунду в образовании каров). Отсюда площадка получается в результате отступления склона, а стремление переувлажненной части грунта занять возможное низшее положение приводит к солифлюкционной нивелировке возникшей поверхности. В общем, всякий выступ над поверхностью террасы будет таким же образом уничтожен (спилен) морозным выветриванием.

Роль солифлюкционной транспортировки очень велика, так как именно благодаря наличию ее мы не наблюдаем скоплений коллювия у подножия склона. Последнее обстоятельство имеет важнейшее значение в формировании террасы. Однако надо помнить, что, благодаря попятному отступанию уступа и бровки, мы всегда получаем несколько преувеличенное представление о скорости и значении солифлюкционного сбрасывания материала.

В результате постепенного измельчения обломков и выноса мелкозема площади террас, занимающих низкое положение, относительно обогащены мелкоземом.

Впрочем, надо помнить, что отнюдь не весь пластический материал, получающийся при разрушении склона, попадает на поверхность нижележащей террасы, так как снос осуществляется не только в направлении нижней террасы. Например, на террасированных гребнях две стороны площадки обычно ограничены эрозионным склоном, в сторону которого также происходит сбрасывание делювия.

В формировании террас, по нашему мнению, играет важнейшую роль достаточное увлажнение и попеременное промерзание и оттаивание и наличие хотя бы длительной сезонной мерзлоты. В этом отношении интересно подчеркнуть, что по собранным сведениям поверхности нагорных террас зимой почти совсем оголены от снега, благодаря чему промерзание грунта осуществляется здесь особенно глубоко. В то же время склон подвергается разрушению и под снежным покровом и в обнаженных от него частях.

Переходя к обобщениям, следует указать, что, в противоположность С. В. Обручеву, мы считаем, что нижние террасы «съедают» верхние, а не наоборот (фиг. 6, 7). Большинство выровненных площадок по вершинам получилось в результате описанного выше срезания поверхностью террас уступов. Все стадии этого процесса можно наблюдать на Поясовом Камне с предельной отчетливостью. Поэтому нет никакой необходимости принимать для верхних уровней нагорных террас какие-то особые условия, как это приходится делать С. В. Обручеву.

Возникновение площадок террас путем, указанным Г. Л. Падалкой (41), в действительности имеет место при данных особо благоприятствующих на то условиях. Однако они не имеют ничего общего с развитием морозно-солифлюкционных террас, хотя последние и могут развиться из рельеф

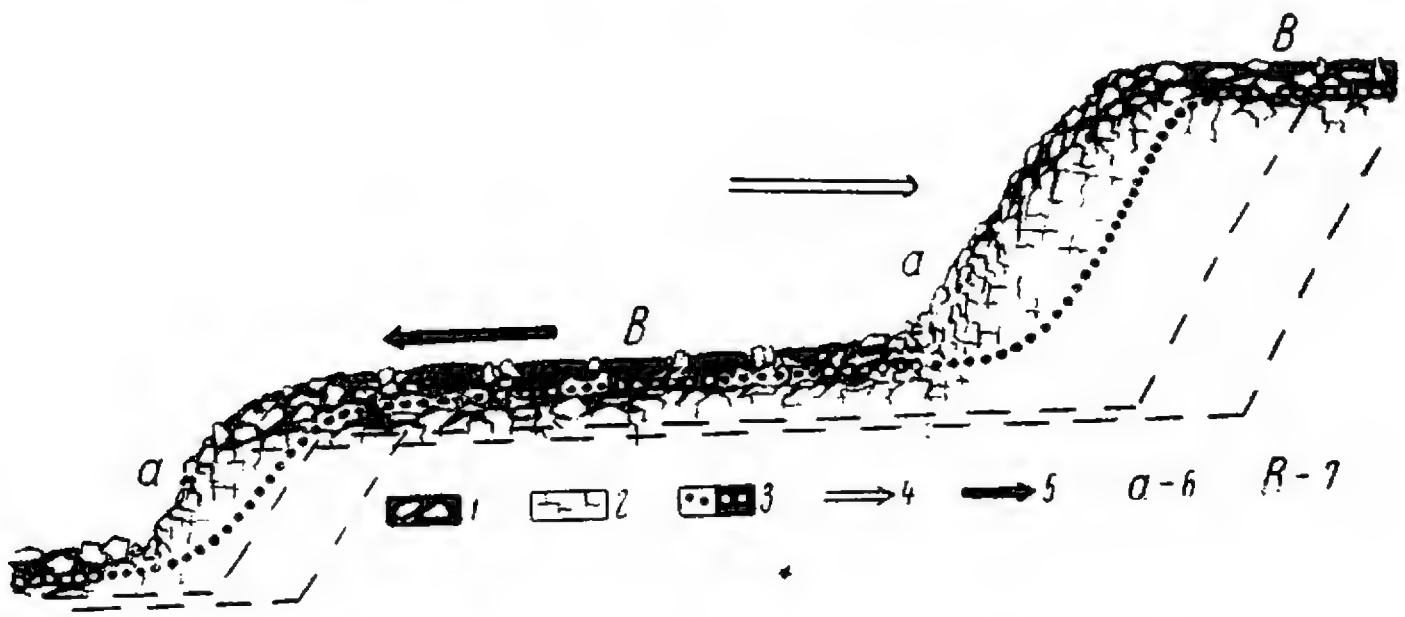
---

[1] Для быстроты отступания бровки, помимо климатических факторов, безусловно играют роль экспозиция, сложение и свойства коренных пород. Однако эти факторы имеют второстепенное значение и никогда не решают дела.

[2] Отсюда и излом в профиле склона, о котором упоминалось выше.

ных площадок Г. Л. Падалки. Такие зачаточные уступы, частично переходящие в морозно-солифлюкционные площади, отчетливо видны на южном гребне Кент-нёра.

Развитие террас по гребням и на относительно пологих склонах (общий уклон порядка не свыше 45°) находит себе объяснение в том, что здесь образованию террас не мешают процессы эрозии, так как для формирования террас все же нужно время, а разрушающая работа эрозии и слишком быстрый снос прерывают процесс в самом его начале. На крутых склонах процессы солифлюкции протекают, между прочим, не менее интенсивно, хотя и образуют несколько другие формы (солифлюкционные наплывы, каменные реки).



Фиг. 6. Схема строения и развития нагорной террасы. Составили С. Г. Боч и И. И. Краснов

1 — элювий и делювий, *2* — коренные породы, *3* — граница мерзлоты, *4* — отсутствие склона, *5* — солифлюкционное, интенсивное морозное выветривание, *6* — солифлюкция.

Не менее существенным является вопрос о том, чем обусловлен нижний уровень развития террас. Приведенные выше соображения указывают, что предел этот в общем случае климатический и связан с границей распространения мерзлоты (вечной и длительной сезонной). Однако другим важнейшим фактором, по мнению авторов, является граница лесной растительности. Присутствие ее или наступание на сформированные террасы (на Вишерском Урале) существенным образом меняет режим солифлюкционных процессов.

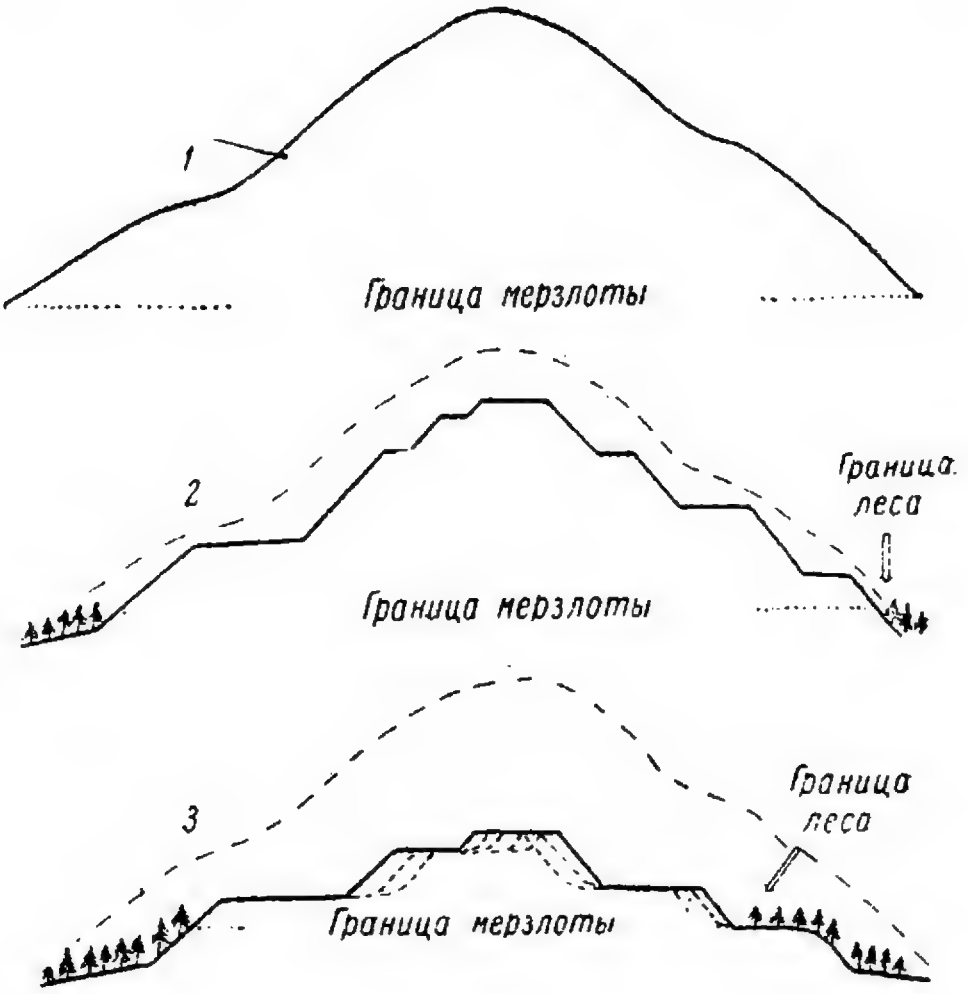
В конечном итоге солифлюкционный снос замедляется и вызывает скопление коллювия у подножия склона. Благодаря этому роль линии подножия сводится на-нет и обновление склона (отступание бровки) идет все менее интенсивно.

Влияние эрозии мы уже отмечали выше. Укажем только, что именно в эрозии часто надо искать причину, почему нагорные террасы слабо развиты, несмотря на подходящие климатические условия, как это следует из сравнений рельефа Денежкина Камня и Поясового Камня.

Нам остается подтвердить наши соображения о происхождении нагорных террас, проследив их распространение в пределах Урала. При движении с юга на север намечается прогрессивное убывание этих форм, но одновременно и понижение абсолютных отметок, до которых они опускаются (Иремель $>$ 1100 м, Вишерский Урал $>$ 700 м, Приполярный Урал $>$ 500 м, Новая Земля $>$ 150 м).

Естественно, что морозно-солифлюкционное террасирование отчетливей всего развито на наиболее возвышенных и обладающих резким

рельефом горных массивах и падает именно на тот период (следующий после ухода льдов), когда эрозия еще не успела расчленить рельеф и сделаться господствующим агентом денудации [1]. Но и сглаженные поверхности древних пенепленов подвергались влиянию морозно-солифлюкционных процессов в своих не защищенных мощным моренным покровом частях. На Урале, от Иремеля до Пай-Хоя, формы «морозного пенеплена» накладываются на более древние формы рельефа. Ледниковые формы на наших глазах преобразуются под влиянием указанных процессов. Так, острые гребни — перемычки между свежими, но уже отмирающими карами (массивы Сальнер и Неройки) превращаются в лестницу нагорных террас.



Фиг. 7. Схема преобразования рельефа под влиянием морозно-солифлюкционного террасирования. . . . . граница мерзлоты, - - - - - - граница леса.

Даже на Новой Земле только что вышедшие из под ледяного покрова поверхности гор уже захвачены морозно-солифлюкционным террасированием (Б. В. Милорадович, 34, стр. 55). Возможно, такое же происхождение имеют высокие террасы Грёнли (22).

Отмеченные А. Н. Алешковым (4) факты нахождения эрратических валунов на поверхности нагорных террас, как показали наши исследования, отнюдь не противоречат сделанным выводам, так как во всех случаях мы имеем здесь дело с измененными морозными и солюфлюкционными явлениями ледниковым рельефом области сноса, где покров морены на вершинах и склонах гор фактически отсутствовал и не мог препятствовать разрушению коренных пород.

Вокруг горных областей, где с наибольшей силой протекали процессы субаэральной денудации, располагается периферическая зона, где преоб-

[1] Такое же влияние оказывает абразия (Новая Земля) и карообразование (Полярный и Приполярный Урал).

ладающим типом наноса является своеобразный покровный суглинок, в котором нельзя не видеть следствия тех же процессов (20), но протекавших в несколько другой физико-географической обстановке. Этот тип выветривания характерен для перигляциальных областей и свидетельствует о том, что эти районы с давних пор не подвергались оледенению. На Камско-Печорском водоразделе и в Западно-Сибирской низменности развита только одна древняя (рисская) морена. Вторая морена (вюрмская) появляется северней 64° с. ш. Однако любопытно отметить, что на Вишерском Урале встречаются только свежие следы последней фазы последнего оледенения, сопоставляемой с моментом максимального развития современных ледничков в районе гор Сабли, Манарага, Народной и в истоках Грубе-ю. Эти формы еще недостаточно изменены субаэральной денудацией, буквально переработавшей весь остальной рельеф (см. рисунки в статье Дюпарка (27) и рис. 4). Это явление интересно сопоставить с тектоническими движениями Северного Урала в четвертичное время. Указание Н. А. Сирина (42) на межледниковое поднятие Урала с амплитудой 600—700 м кажется мало обоснованным, так как на межледниковое время падает бореальная трансгрессия в Большеземельской тундре и на севере Западно-Сибирской низменности. Наблюдения для Вишерского Урала показывают, что здесь поднятие порядка 100—200 м, вероятно, имело место в конце вюрмского времени (или в пост-вюрмское время). В результате мы имеем врезание современных долин в древние долины, преобразованные делювиальными процессами. Таким образом, поднятие в момент последней климатической депрессии создало благоприятные условия для развития эмбриональных ледниковых форм.

Выводы

1) Широкое развитие нагорных террас на Северном Урале заставляет обратить внимание на их происхождение и распространение в пределах всего хребта.

2) Нагорные террасы образуются в условиях вечной или длительной сезонной мерзлоты, при достаточном увлажнении, в арктическом и субарктическом климате.

3) Образование нагорных террас не зависит от состава, условий залегания и строения коренных пород. Экспозиция склона и расположение снежных забоев в образовании террас решающего значения также не имеют.

4) Формирование нагорных террас происходит в результате морозно-солифлюкционных процессов, действующих совместно. Морозное выветривание вызывает относительно быстрое попятное отступание склона, а солифлюкция обусловливает более медленное снижение поверхности террасы под воздействием планации рыхлых продуктов выветривания и сноса их от подножия террасы, где происходит наиболее интенсивное выветривание коренных пород.

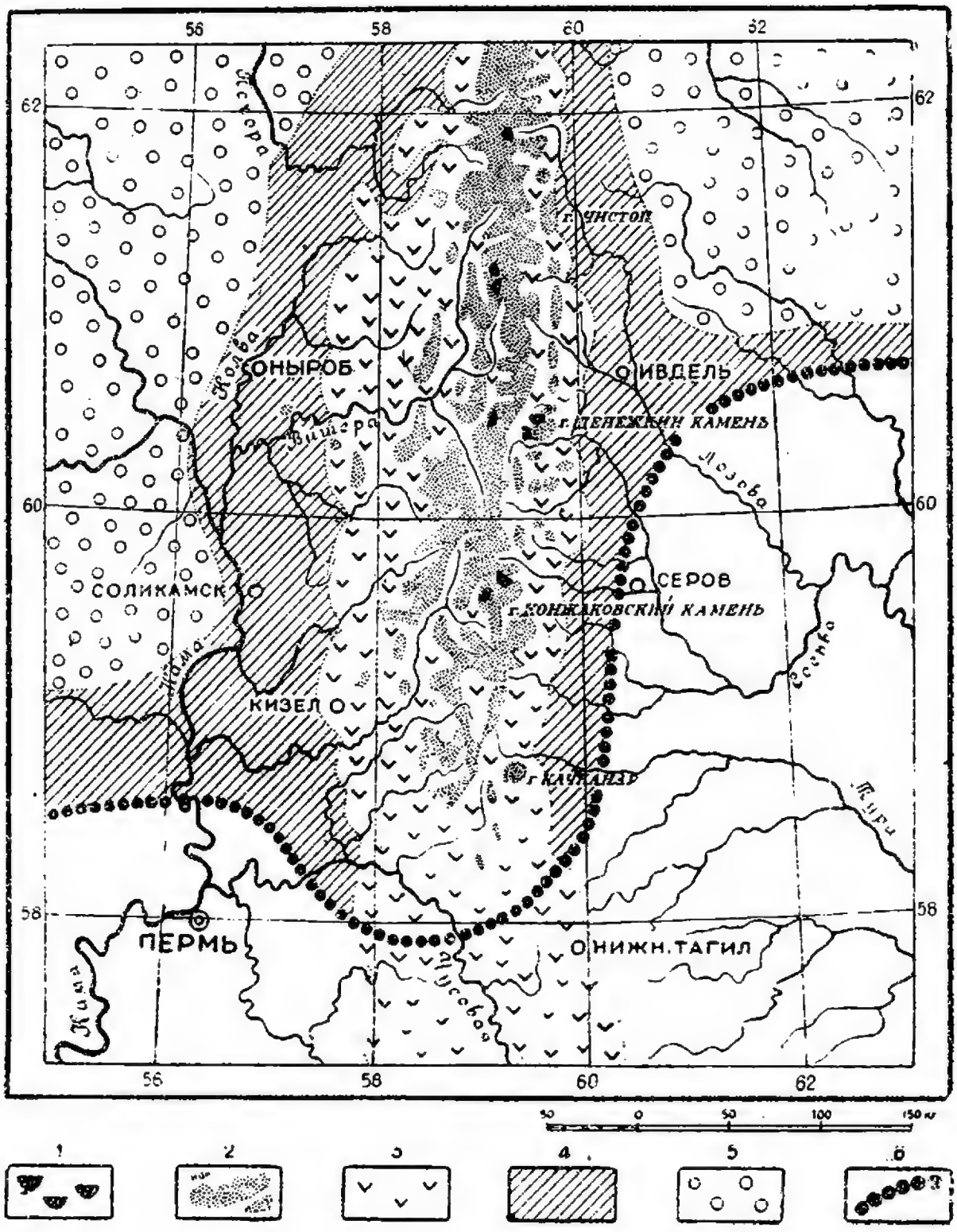
5) Процессы морозно-солифлюкционного террасирования вызывают преобразование рельефа в сторону выработки ступенчатого профиля и общего снижения уровня горных массивов, лежащих выше нижней границы мерзлоты, стремясь, в конечном итоге, к выработке «морозного пенеплена».

Авторы предлагают называть нагорные террасы «морозно-солифлюкционными террасами», что подчеркивает отличие их от наплывных солифлюкционных террас.

6) Процессам террасообразования препятствуют: эрозия, абразия и карообразование. Поэтому террасы развиваются преимущественно в перигляциальных областях на тех участках, где эрозия и другие факторы денудации еще не приобрели решающего значения.

7) На Урале наблюдается прогрессивное убывание нагорных террас с юга на север, что объясняется более ранним освобождением южной части Северного Урала от ледникового покрова и большей продолжительностью действия морозно-солифлюкционных процессов в южных районах.

Формы морозно-солифлюкционного террасирования накладываются на более древние, в частности, ледниковые формы рельефа.



Фиг. 8. Схематическая карта районов различной степени интенсивности делювиальных процессов. Составили С. Г. Боч и И. И. Краснов

1. Точки развития молодых ледниковых форм. *2*. Высокогорные безлесные районы. Области пятнистой вечной и длительной сезонной мерзлоты и развития интенсивных морозно-солифлюкционных и эрозионных процессов. Преобладают формы морозно-солифлюкционный планации (нагорные террасы), курумы и резкие эрозионные формы. Следы древнего оледенения не сохранились. *3*. Горные районы. Области интенсивного развития делювиальных и эрозионных процессов. Преобладают сположенные горы, увалы и горные долины. Следы древнего оледенения не сохранились. *4*. Предгорные западные и восточные увалы. Области преобладающего развития делювиальных и эрозионных процессов. На водоразделах изредка встречаются валуны из размытых древних ледниковых отложений. В долинах иногда встречается морена. *5*. Равнины. Области слабого развития делювиальных и эрозионных процессов. Районы распространения спорадического и сплошного покрова морены древнего оледенения. *6*. Предположительная граница максимального оледенения.

8) В южной части Северного Урала не сохранилось следов древнего оледенения, что объясняется развитием здесь интенсивных морозно-солифлюкционных, делювиальных и эрозионных процессов. Между тем на той же широте в прилегающих к горам предгорной увалистой зоне и в равнинах следы деятельности древнего Уральского ледника сохранились.

В предгорной зоне западных и восточных увалов изредка на водоразделах встречаются валуны из размытых древних ледниковых отложений, а в равнинах, т. е. в областях более слабого развития денудационных процессов, сохранился сплошной покров морены древнего оледенения.

9) Авторы устанавливают крайние южные пункты развития ледниковых отложений в равнинах и намечают зоны интенсивного сноса в горах. Эти горные районы, несмотря на отсутствие в настоящее время следов древнего оледенения, могли играть роль древних центров оледенения.

Учитывая орографическое значение Северного Урала как самостоятельного центра оледенения, авторы ставят вопрос об уточнении границы максимального оледенения на Урале.

10) Граница максимального оледенения на Урале проводилась разными авторами в интервале от 57 до 62° с. ш. без учета орографического значения Урала или на основании незначительных следов последней ледниковой эпохи и т. д., что свидетельствует о несогласованности в данном вопросе. Приведенные выше соображения о генезисе нагорных террас, а также установление зон различной интенсивности делювиального сноса позволяют наметить следующую границу максимального оледенения (см. прилагаемую карту фиг. 8).

By S. BOČ and I. KRASNOV

ON THE BOUNDARY OF THE MAXIMUM QUATERNARY GLACIATION IN THE URALS IN THE CONNECTION WITH THE OBSERVATIONS OF MOUNTAINOUS TERRACES

Summary

1. Broad development of mountainous terraces in the North Urals attracts one's attention to their origin and occurrence within the boundaries of the whole range.

2. The mountainous terraces are formed in the conditions of perpetually frozen grounds or continuously seasonally frozen ones in the case of sufficient moisture in Arctic or Subarctic climate.

3. The formation of the mountainous terraces does not depend on the composition, bedding and structure of the country rocks. Exposure of a slope and location of snow drifts as well do not represent the chief factors of their formation.

4. They appear due to simultaneous effect of frost and solifluction processes. Frost weathering causes relatively quick retreat of a slope, while solifluction effects a more moderate lowering of the terrace surface due to the levelling of desintegrated products of weathering and their removal from the foot of the terrace, where the most intense weathering of the country rocks occurs.

5. The processes of the frost-solifluction terrace formation cause a change of relief towards the working out of a step profile and general lowering of the level of mountainous massifs, which lie above the lower boundary of permanently frozen grounds, a tendency existing to work out finally a «frost peneplain».

The authors suggest to call the mountainous terraces — the frost-solifluction terraces, which puts a stress on their difference from the drift solifluction terraces.

6. The processes of terrace formation are hindered by erosion, abrasion and formation of kars. Therefore, they develop chiefly in peri-glacial regions on the areas, where erosion and other factors of denudation have not yet become of predominant importance.

7. In the Urals the mountainous terraces diminish progressively in number and size from the south to the north, which is explained by earlier disappearance of glacial cover in the south part of the North Urals and by more continuous activity of frost-solifluction processes — in southern regions.

The forms of frost-solifluction terrace formation are superposed upon the more ancient and, particularly, on the glacial forms of the relief.

8. No traces of ancient glaciation are preserved in the south part of the North Urals, which is explained here by an intense development of the frost-solifluction, deluvial and erosion processes. Meanwhile on the same latitude the traces of activity of ancient Uralian glacier have been preserved in the foothill zone and on the plains.

Boulders from the denudated ancient glacial deposits occur sometimes in the foothill zone on the west and east slopes and continuous cover of moraine of ancient glaciation has been preserved in plains, *i. e.* in the regions of weaker development of denudation.

9. The authors establish the extreme southern points of occurrence of glacial deposits in the plains and indicate the zones of intense denudation in the mountains. These mountainous regions, notwithstanding they presently show no signs of ancient glaciation, could play part of ancient centres of glaciation.

Considering the orographic importance of the North Urals as of an independent centre of glaciation, the authors put forth a question concerning a more accurate boundary of maximum glaciation in the Urals.

10. The boundary of maximum glaciation in the Urals has been drawn by different authors in the interval between 57 and 62° of the north latitude without any consideration of orographic importance of the Urals or on the basis of insignificant traces of the last glaciation which means an inconsistent treatment of the question. The mentioned above data concerning the origin of mountainous terraces, as well as the establishing of the zones of different intensity of deluvial denudation, allow to draw the following boundary of maximum glaciation shown on the map (Fig. 8).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алешков А. Н. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. Мат. Ком. экспед. исслед. АН СССР, № 18, 1929.
2. Алешков А. Н. По северному Уралу. Изв. РГО, 1931, т. LXIII, вып. 4, стр. 1—26.
3. Алешков А. Н. Геологический очерк р-на горы Неройки. Сб. «Приполярный Урал», изд. СОПС АН СССР, 1937, стр. 3—55.
4. Алешков А. Н. О нагорных террасах Урала. Сб. «Уральск. приполярные районы». Тр. Ледник. экспед., вып. IV, Л., 1935, стр. 271—292.
5. Алешков А. Н. Гора Сабля и ее ледники. Сб. «Уральск. приполярные районы». Тр. Ледник. экспед., вып. IV, Л., 1935, стр. 56—74.
6. Aleschkow A. N. Uber Hochterrassen des Ural. Zeitschrift für Geomorphologie, Bd. IX, Heft 4. 1935.
7. Баклунд О. О. Общий обзор деятельности экспед. бр. Кузнецовых на Полярный Урал летом 1909 г. Зап. Имп. АН, серия VIII, т. XXVIII, № 1, СПб, 1911.
8. Боч С. Г. Геоморфологический очерк р-на г. Народной. Сб. «Уральск. приполярные районы». Тр. Ледник. экспед., вып. IV, 1935, стр. 116—149.

9. Боч С. Г. О нахождении вечной мерзлоты на Северном Урале. Природа, № 5, май 1938.
10. Боч С. Г. О солифлюкционных террасах Приполярного Урала (Автореферат доклада, прочитанного на заседании Геоморфологической комиссии Гос. геогр. о-ва 19 февраля 1938 г.). Изв. Гос. геогр. о-ва № 3, 1938.
11. Боч С. Г. О некоторых типах делювиальных отложений Приполярного Урала. Бюлл. Моск. о-ва естеств., Геология, № 6, 1939.
12. Варсонофьева В. А. Геоморфологические наблюдения на Северном Урале. Изв. Гос. геогр. о-ва, вып. 2—3, т. LXIV, 1932.
13. Варсонофьева В. А. О следах оледенения на Северном Урале. Тр. Ком. по изуч. Четвертичн. периода, т. III, 1933, стр. 81—105.
14. Варсонофьева В. А. Четвертичные отложения бассейна Верхней Печоры в связи с общими вопросами четвертичной геологии Печорского края. Учен. зап. Каф. геол. Моск. гос. пед. ин-та, 1939, стр. 45—115.
15. Введенский Л. В. О следах альпийского оледенения на Сев. Урале на примере ледника Гофмана. За индустр. сов. Востока, 1934.
16. Городков Б. Н. Полярный Урал в верхнем течении р. Соби. Тр. Бот. музея АН СССР, вып. XIX, 1926.
17. Городков Б. Н. Полярный Урал в верхнем течении рек Соби и Войкара. Изв. АН СССР, 1926.
18. Городков Б. Н. Полярный Урал в верховьях рек Войкара, Сыни и Ляпина. Ком. экспед. исслед. АН СССР, 1929.
19. Говорухин В. С. Введение в тундроведение. Вып. I, М., 1934.
20. Геренчук К. И. Солифлюкция как фактор образования покровных суглинков на морене. Учен. зап. Моск. гос. ун-та, География, вып. 25, 1939.
21. Громов В. И. и Мирчинк Г. Ф. Четвертичный период и его фауна. Животный мир СССР, Зоолог. ин-т АН СССР, 1937.
22. Grönlie O. T. Contributions to the Quaternary geology of the Nowaya Zemlya. Rep. Scient. Res. Norw. N. Z. Exp. 1921, № 21, Oslo, 1921.
23. Добролюбова Т. А. и Сошкина Е. Д. Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал), лист. 123. Тр. Ленингр. геол.-гидрогеогр. треста, вып. 8, 1935.
24. Дорофеев Н. В. К вопросу генезиса нагорных террас. Проблемы Арктики, № 6, 1939, стр. 89—91.
25. Duparc L. et Pearce F. Sur la présence de hautes terrasses dans l'Oural du Nord. La géographie, Bull. de la Société de Géographie, Paris, 1905.
26. Duparc L. et Pearce F. Sur l'existence de hautes terrasses dans l'Oural du Nord. Paris, 1905.
27. Duparc L., Pearce F. et Tikanowitch, M. Le bassin de la haute Wichéra. Genève, 1909, p. 111.
28. Hofmann Ernst. Der Nördliche Ural und das Küstengebirge Pai-Choi, Band I—II, 1856, St. Petersburg.
29. Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-из в Полярном Урале. Всес. геол.-развед. объед., 1932, стр. 1—281.
30. Клер В. О. О каменных россыпях Урала. Зап. Уральск. об-ва любит. естеств. в Екатеринбурге, т. XXXI, вып. 1, 1911, стр. 9.
31. Кротов П. Геологические исследования на западном склоне Чердынского Урала, произведенные по поручению Геологического комитета летом 1883 г. Изд. Геол. ком., отд. оттиск, 1883.
32. Кротов П. Следы ледникового периода в северо-восточной части Европейской России и на Урале. Тр. О-ва естеств. при Казанск. ун-те, т. XIV, вып. 4, Казань, 1885.
33. Ламакины В. В. и Н. В. Саяно-Джидинское нагорье (по исслед. 1928 г.). Землеведение, т. 32, вып. 1—2, М., 1930, стр. 21—54.
34. Милорадович Б. В. Геологический очерк северо-восточного побережья Северного острова Новой Земли. Тр. Арктич. ин-та, т. XXXVIII, Л., 1936.
35. Молдаванцев Е. П. Месторождения платины в районе Бурмантово в Северном Урале. Изв. Геол. ком., 1927, т. 46, № 2.
36. Молдаванцев Е. П. и Демчук А. И. Геологический очерк района дер. Еловки и его месторождения самородной меди близ Надеждинского завода на Северном Урале. Изв. Всес. геол.-развед. объед., т. 50, вып. 90, 1931.
37. Молдаванцев Е. П. Геологический очерк района Чистоп и Хой-Эква в Северном Урале. Изв. Геол. ком., 1927, т. 46, № 7.
38. Никитин С. Пределы распространения ледниковых следов в Центральной России и на Урале. Изв. Геол. ком., т. IV, 1885, стр. 185—222.
39. Обручев С. В. Солифлюкционные (нагорные) террасы и их генезис на основании работ в Чукотском крае. Проблемы Арктики, № 3—4, Л., 1937.
40. Надалка Г. Л. Перидотиторый массив Пай-ер на Полярном Урале. Тр. Арктич. ин-та, т. 47, Л., 1936.

41. Падалка Г. Л. О высоких террасах на Северном Урале. Вестн. Геол. ком., т. III, № 4, 1928.
42. Сирин Н. А. Некоторые данные о геологич. строении Ляпинского края на Приполярном Урале. Проблемы Арктики, № 3, 1939, стр. 70—75.
43. Толстихина М. М. Материалы к геоморфологии Кизеловского района на Западном склоне Урала. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 68, вып. 3, 1936, стр. 279—313.
44. Тюлина Л. О явлениях, связанных с почвенной мерзлотой и морозным выветриванием на горе Иремель (Южный Урал). Изв. Геогр. о-ва, т. 63, вып. 2—3. Л., 1931, стр. 124—144.
45. Федоров Е. С. Геологические исследования в Северном Урале в 1884—1886 гг., СПб., 1890, Горн. журн., т. I и II.
46. Федоров Е. С. Геологические исследования в Северном Урале в 1887—1889 гг. (Отчет о деятельности геологической партии Северной экспедиции). СПб., 1889, Горн. журн., т. II.
47. Федоров Е. С. Заметка о нахождении меловых и валунных отложений в Приуральской части Северной Сибири. Изв. Геол. ком., т. 7, 1887, стр. 239—250.
48. Федоров Е. С. и Никитин В. В. Богословский Горный округ. Монография, изд. Стасюлевича, 1901.
49. Эпштейн С. В. Маршрутные геолого-геоморфологические наблюдения на восточном склоне Северного Урала. Изв. Гос. геогр. о-ва, вып. 2, т. 46, 1934.
50. Эдельштейн Я. С. Инструкция для геоморфологического изучения и картирования Урала. Изд. Главсевморпути, Л., 1936.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1946. BULLETIN DE LA COMMISSION POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE. № 8

Г. Ф. ДЕБЕЦ

ФРАГМЕНТ ЛОБНОЙ КОСТИ ЧЕЛОВЕКА ИЗ КУЛЬТУРНОГО СЛОЯ СТОЯНКИ «АФОНТОВА ГОРА II» ПОД КРАСНОЯРСКОМ

Антропологические материалы по сибирскому палеолиту пока крайне незначительны. Обломки костей верхней конечности из культурного слоя стоянки «Афонтова Гора II», описанные В. И. Громовым (1924), а позднее М. П. Грязновым (1932), дают известные основания для установления принадлежности верхне-палеолитического человека Сибири к виду *Homo sapiens*. Более детальная диагностика на основании этих фрагментов невозможна. Ничего не прибавляют и отдельные зубы, найденные на той же стоянке. Скелет ребенка из Мальты, найденный М. М. Герасимовым, пока не описан и даже не реставрирован.

Тем больший интерес представляет фрагмент лобной кости, найденный летом 1937 г. французским геологом и антропологом Ж. Фромаже в нижнем горизонте культурного слоя стоянки «Афонтова Гора II». При извлечении фрагмента из слоя присутствовали члены XVII Международного геологического конгресса, и в точности датировки находки вряд ли могут возникнуть какие-либо сомнения.

Стоянка, на которой найден обломок, относится по археологическим данным к концу верхнего палеолита и условно синхронизируется с мадленской эпохой французской классификации. Геологические наблюдения привели В. И. Громова (1932) к заключению о том, что отложение культурных остатков того горизонта стоянки, в котором была сделана находка, относится ко времени начала формирования аллювия второй надпойменной террасы р. Енисея. Палеонтологические данные свидетельствуют о наличии элементов арктической фауны. Все вместе датирует стоянку эпохой, синхроничной вюрмскому оледенению Европы.

Как видно из фиг. 1, 2, 3, найденный фрагмент очень незначительных размеров. Он представляет собой часть лобной кости с носовым отростком ее и прилегающей к нему частью чешуи. Сохранились также части правой носовой кости и носового отростка верхней челюсти.

Видовая диагностика не вызывает никаких сомнений. Почти полное отсутствие надбровных дуг достаточно ясно показывает, что перед нами типичный *Homo sapiens*.

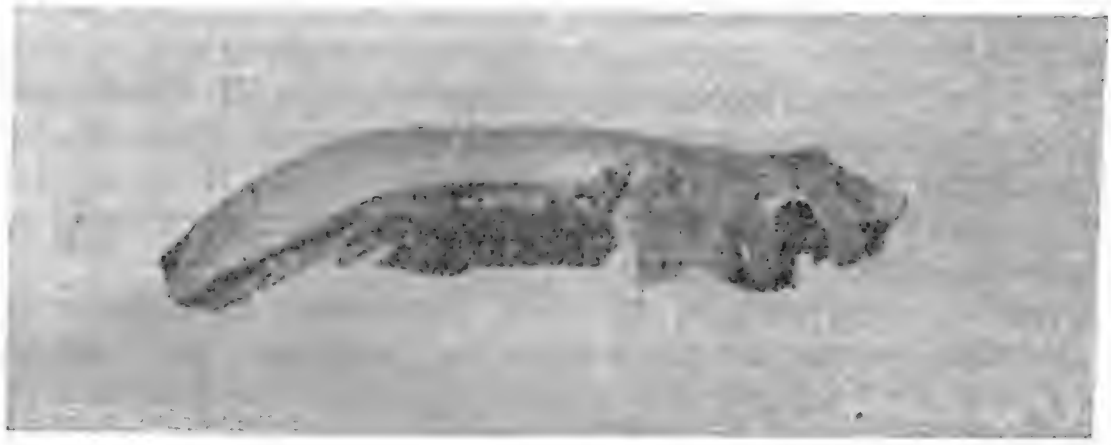
Наличие части костей переносья позволяет, однако, поставить вопрос и о более детальном определении, а именно о расовом типе в пределах основных рас или так называемых рас первого порядка. Негроидная раса из рассмотрения практически исключается, две остальные — европеоидная и монголоидная — различаются в первую очередь по степени уплощенности лицевых костей и, в частности, переносья. Этот признак настолько резко разграничивает обе расы[1], что диагностика их возможна и по одному индивидууму.

---

[1] Это не исключает, конечно, наличия переходных форм между европеоидами и монголоидами.

Фиг. 1. Фрагмент лобной кости человека из стоянки «Афонтова Гора II». Вид с наружной стороны.

Фиг. 2. То же. Вид с внутренней стороны.



Фиг. 3. То же. Вид в профиль.

Автор находки Фромаже, сразу же после извлечения обломка из слоя, по словам В. И. Громова, отметил его монголоидный тип. К тому же выводу пришли московские антропологи, осматривавшие находку: Я. Я. Рогинский, М. А. Гремяцкий и автор настоящей статьи. Вопрос, однако, несколько усложняется в связи с возрастом (биологическим) находки. Дело в том, что у детей переносье несколько более уплощено по сравнению со взрослыми. Определение возраста по данному обломку представляет значительные затруднения. Лобный шов, как известно, в основном срастается на втором году жизни, но остатки его сохраняются иногда до 10—12 лет (если же шов не зарастает в детстве, то сохраняется до глубокой старости). Дальнейший онтогенез лобной кости идет по пути расширения лобных пазух и общего утолщения кости. Индивидуальные вариации здесь, однако, настолько значительны, что диагностика возраста по этим признакам вряд ли возможна, тем более что половые различия также довольно велики.

Вероятнее всего, что описываемый обломок принадлежит молодому субъекту, скорее ребенку. За это говорит наличие остатка лобного пива, тонкость костей, отсутствие надбровных дуг и наличие перегиба чешуи на уровне лобных бугров. Вместе с тем сравнительно большая величина

лобных пазух говорит, скорее, о возрасте старше 8 лет. В общем, вероятнее всего, что субъект умер в возрасте 8—16 лет. Максимальная цифра возможна, если он был женского пола.

Для сравнения взяты, поэтому, детские черепа в возрасте между окончательным формированием первого коренного зуба и до прорезывания третьего коренного и срастания затылочно-основного шва. В качестве представителей монголоидной расы взято 8 черепов чукчей, для европеоидной использовано 12 черепов осетин указанного возраста. Кроме того, для сравнения использовано 10 русских черепов бесспорно более молодого возраста (до 1 года)

Незначительные размеры исследуемого обломка поставили вопрос о технике измерения уплощенности переносья. Левая половина его отсутствует, и ее приходится конструировать. Еще хуже то обстоятельство, что не сохранилось и той части носовых костей, которая приходится в области их наибольшего сужения. Поэтому применить приемы английских биометриков, разработавших специальную методику для определения степени уплощенности переносья, не представляется возможным. Пришлось ввести новое измерение. При помощи циркуля с нониусом определялась максимальная высота носовых костей над горизонтальной линией, соединяющей обе точки соприкосновения лобной, верхнечелюстной и носовой костей. Точность измерения оставляет, конечно, желать лучшего, но расовые различия все же намного превышают ошибку наблюдения, как видно из таблицы, помещенной ниже. Для диагностики европеоидного и монголоидного типа имеет значение как абсолютная высота переносья (в любой его точке и на любом уровне), так и относительная. На данном отрезке пределы вариаций несколько трансгрессируют, но разница, все же, вполне реальная. Афонтовский обломок по индексу данной части переносья выходит за пределы вариации не только осетин 8—18-летнего возраста, но и чукчей того же возраста и даже новорожденных русских. Следовательно, переносье по межгрупповому масштабу следует оценить как очень плоское. Только на некоторых женских бурятских и монгольских черепах оно достигает такой (и большей) степени уплощенности. Даже чукотские дети (чукчи, как известно, имеют несколько более выступающий нос, чем другие азиатские монголоиды) характеризуются менее плоским переносьем, чем афонтовский фрагмент.

	Число наблюдений	Верхняя ширина носовых костей в мм		Высота переносья в мм		Индекс	
		пределы вариации	средняя	пределы вариации	средняя	пределы вариации	средняя
Чукчи 8—18 лет . . .	8	5.0—11.2	8.1	1.0—2.5	1.8	17.0—26.7	22.6
Осетины 8—18 лет .	12	7.0—14.3	11.1	2.0—7.7	3.6	21.9—53.8	32.1
Русские до 1 года .	10	5.5—11.4	7.5	1.4—3.1	2.2	16.7—34.1	26.5
Афонтовский фрагмент	1	9.8	—	1.4	—	14.3	—

Таким образом, на основании изучения афонтовского обломка мы приходим к выводу, что один из основных признаков типичных монголоидов, а именно — плоское переносье, уже существовал в конце верхнего палеолита.

Вывод этот является несколько неожиданным.

Дело в том, что монголоидная «большая раса» может быть, как известно, подразделена на две группы:

1) собственно монголоидные (архиморфные по Штратцу) типы с резко выраженными чертами монголоидности, в частности, с очень плоским переносьем, например, северо-монгольская раса Деникера, представители которой чаще всего встречаются среди современных бурят и тувинцев;

2) типы с ослабленными признаками монголоидности, в частности со средне или даже сильно выступающими носовыми костями. Сюда относятся американские индейцы, а также некоторые группы населения Сибири (кеты, киргизы и др.).

На основании ряда соображений морфологического и расогеографического порядка (Дебец, 1934; Рогинский, 1937) принято считать, что типы второй группы являются более древними. В последнее время (Вейденрейх, 1939) это предположение получило палеонтологическое обоснование — черепа из верхнего грота Чжоу-коу-тянь оказались несколько схожими с черепами американских индейцев. Казалось, что архиморфные монголоидные типы являются результатом более поздних расогенетических процессов. Находка афонтовского обломка заставляет если не отказаться от этого предположения, то, во всяком случае, отнестись к нему с известной осторожностью и допускать возможность сравнительно раннего формирования архиморфных монголоидных типов.

Не менее интересен и факт нахождения монголоидного черепа верхне-палеолитического возраста в долине Енисея.

Данные по палеоантропологии южной Сибири (Дебец, 1932) указывают с полной определенностью на европеоидные черты населения минусинских степей в энеолитическую и бронзовую эпохи (афанасьевская и андроновская культуры). Появление монголоидов в этих местах относится ко времени не раньше начала первого тысячелетия до нашей эры (карасукская культура). Но и это было лишь спорадическим явлением, и общий европеоидный характер населения этой области сохранялся вплоть до начала нашей эры, когда инфильтрация монголоидов принимает массовый характер (таштыкская культура). Так как естественнее всего было предположение о том, что заселение средней и западной Сибири человеком происходило по течению больших рек (Оби и Енисея), то древнейшее население таежной полосы средней и западной Сибири можно было предположительно относить к европеоидному типу.

Находка на Афонтовой горе заставляет пересмотреть и это положение. Монголоиды в районе Красноярска жили, оказывается, значительно раньше того времени, когда они проникли с юга в Минусинский край. Заселение таежной полосы средней Сибири происходило, следовательно, не только с юга, но и с востока (по Ангаре).

Возможно, правда, и другое толкование. Расовый тип населения Минусинского края в эпоху палеолита нам неизвестен. Возможно, что он тоже был монголоидным. Тогда европеоидов афанасьевской и андроновской эпох придется признать более поздними пришельцами с запада или юго-запада, вытеснившими из минусинских степей их автохтонное монголоидное население. Однако это предположение мало вероятно. В первобытном обществе в эпоху перехода от дикости к варварству неизвестны случаи таких массовых вытеснений одних племен другими, не сопровождающихся смешением. А никаких следов монголоидной примеси у афанасьевцев и андроновцев мы не наблюдаем.

Так или иначе, значение афонтовского обломка для понимания вопроса о древнейших путях заселения Сибири человеком очень велико. Эта находка заставляет с особым нетерпением ожидать новых открытий в этой области.

G. DEBETZ

FRAGMENT D'UN FRONTAL HUMAIN TROUVÉ À LA STATION «AFONTOVA GORA II» PRÈS DE KRASSNOIARSK.

Résumé

Le fragment décrit est trouvé en été de 1937 par un géologue et antropologiste français J. Fromaget. La trouvaille est faite en présence des membres du XVII Congrès International de Géologie. Le géologue V. Gromov a établi que l'âge de la trouvaille corresponde à la formation de la deuxième terrasse d l'Énissei. Au point de vue archéologique la couche culturelle se rattache à la fin du paléolitique supérieur.

L'examen détaillé de la trouvaille a confirmé l'opinion préliminaire de M. Fromaget. Sans aucun doute on constate les traits les plus prononcés de la race mongoloïde. Ce fait est d'une grande importance scientifique car la population du haut Enissei à l'âge du bronze était nettement europoïde.

ЛИТЕРАТУРА

1. Громов В. И. Остатки древнейшего человека Сибири и современной ему фауны. Жизнь Сибири, № 5—6, 1924.
2. Громов В. И. Геология и фауна палеолитической стоянки «Афонтова Гора II». Тр. Ком. по изуч. четвертичн. периода, т. I, 1932.
3. Грязнов М. П. Остатки человека из культурного слоя Афонтовой Горы. Тр. Ком. по изуч. четвертичн. периода, т. I, 1932.
4. Дебец Г. Ф. Расовые типы Минусинского края в эпоху родового строя. Антропол. журн., № 2, 1932.
5. Дебец Г. Ф. Антропологическое изучение Советского Севера. Сов. Север, № 6, 1934.
6. Рогинский Я. Я. Проблема происхождения монгольского расового типа. Антропол. журн., № 2, 1937.
7. Weidenreich, F. On the earliest representatives of modern mankind recovered on the soil of East Asia. Peking Natural History Bulletin, V. 13, part 3, 1939.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1946. BULLETIN DE LA COMMISSION POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE. № 8

Л. И. ХОЗАЦКИЙ

ОСТАТКИ ПРЕСНОВОДНОЙ ЧЕРЕПАХИ *EMYS ORBICULARIS* L. ИЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА

Углубленное изучение ископаемых материалов из палеолитических стоянок Крыма, производящееся объединенными усилиями археологов и палеонтологов, значительно обогатило наши знания не только в области исследования материальной культуры первобытного человека, но и в отношении четвертичной истории крымской фауны и флоры.

Наиболее многочисленные и интересные данные были получены для области северных предгорий Яйлы, имеющей большое количество памятников пребывания здесь людей времен палеолита. Особенно обширными оказались антропологические и палеонтологические материалы, обнаруженные в различных пещерных стоянках каменного века.

Как справедливо отмечал один из наших видных антропологов Г. А. Бонч-Осмоловский, «...палеонтологические и археологические остатки палеолитических стоянок являются основным стратиграфическим документом, позволяющим не только разграничить слои, но и сопоставить их в хронологическом соотношении».

Далее этот же автор указывал, что «...остатки ископаемых животных, находимые в палеолитических стоянках, являются основным, а для пещерных стоянок пока и единственным (если не считать угля) материалом, связующим ископаемого человека с общегеологическими явлениями четвертичной истории» (Бонч-Осмоловский, 1940). Отсюда становится понятной ценность всех палеонтологических данных, которые удается получить в результате разностороннего изучения условий существования древнего человека.

Само собой разумеется, что, помимо сказанного, всякое новое нахождение ископаемых остатков, например, того или иного вида животных, способствует более полной реконструкции былых фаунистических комплексов и на основе изучения последовательных смен последних позволяет выяснять исторические изменения фауны.

В настоящее время имеется уже ряд работ, посвященных изучению палеолитической фауны Крыма и касающихся грызунов, насекомоядных (Бируля, 1930; Виноградов, 1937), хищников (Бируля, 1930) и других млекопитающих, а также птиц (Тугаринов, 1937) и рыб (Тихий, 1928). В специальной работе Громовой и Громова (1937) подводятся некоторые итоги этого изучения. Четвертичная фауна низших позвоночных Крыма известна весьма отрывочно. Отсутствовали, например, до сего времени сведения о черепахах этой фауны. В связи с этим не лишены интереса небольшие по числу остатки скелетов черепах, переданные нам в свое время от Института истории материальной культуры Академии Наук СССР бывшим сотрудником названного учреждения В. В. Карачаровским. Эти остатки были добыты наряду с прочими материалами в культурных слоях пещерной стоянки Шан-Коба, относящейся к верхнему палеолиту.

Описываемый материал, хранящийся в настоящее время в Зоологическом институте Академии Наук СССР, представлен двумя фрагментами плечевых и четырьмя обломками бедренных костей. Характерные признаки этих костей позволили без труда определить их принадлежность широко распространенной и в настоящее время европейской речной или болотной черепахе (*Emys orbicularis* L.). Имеющиеся фрагменты двух плечевых костей принадлежат (как, повидимому, и все остальные кости) разным особям и соответствуют — один левой, а другой правой сторонам скелета. Наилучше сохранившийся обломок правого humerus (№ Ша 17в, 13—3) в самой широкой части своего проксимального конца равен 12.7 мм, продольный (наибольший) диаметр его эпифиза составляет 6.6 мм. Аналогичные размеры фрагмента левого humerus (№ Ша 14б, 13—1) составляют 10.9 мм (ширина проксимального конца) и 8.5 мм (продольный диаметр эпифиза). Остатки бедренных костей представлены тремя фрагментами, соответствующими левым сторонам скелетов, и одним обломком правой стороны.

Левые фрагменты бедренных костей в наиболее широких частях своих дистальных концов имеют следующие размеры: 8.7 мм (№ Ша 14а, 13—1); 8.9 мм (№ Ша 17, 13—3); 9.1 мм (№ Ша 16g, 13—1). Четвертый, правый femur (№ Ша 15а, 13—1) также представлен своей дистальной половиной, наибольшая ширина конца которой равна 7.8 мм. Сохранность костей, в основном, удовлетворительная, но все образцы являются довольно хрупкими и минерализованы слабо.

Палеолитическая пещерная стоянка доисторического человека Шан-Коба находится в области северных предгорий Яйлы, примерно в 25 км на восток от Симферополя. Шан-Коба, так же как и соседняя с ней стоянка Фатьма-Коба, располагается на склоне известного грота Киик-Коба, открытого и описанного Бонч-Осмоловским (1940).

Местоположение стоянки Шан-Коба является углубленным в скалу сухим навесом, возникшим в результате процессов выветривания.

По возрасту этой стоянки ее следует относить к азиль-тарденуазу, что соответствует времени, исчисляемому, приблизительно, в 10 000 лет.

Описываемые остатки черепах были обнаружены в третьем слое пещерных отложений Шан-Коба. По схеме классификации палеолитических стоянок Крыма, предложенной Бонч-Осмоловским (1929), верхние слои Шан-Коба, наряду с аналогичными слоями стоянок Фатьма-Коба и Кукрек, должны относиться к тарденуазу, а нижние (с четвертого по седьмой) к азилю.

Согласно границам периодизации четвертичного периода, эти археологические стадии приурочены к концу плейстоцена и с ледниковыми явлениями уже не связаны. Кости черепах были встречены в комплексе остатков ряда других животных, среди которых можно назвать лошадь (*Equus*), оленя (*Cervus*), кабана (*Sus*), волка (*Canis*), рысь (*Lynx*) и других.

В период верхнего палеолита в Крыму появляются северные лесные и даже тундровые формы, прослеживаемые во всех отрядах животных. Сходные изменения флористического состава, наряду с характером фауны, сложившимся к этому времени, свидетельствуют о наступившем в конце плейстоцена ухудшении климатических условий в сторону похолодания. Последнее оледенение или, как правильнее считает, например, проф. В. И. Громов, последняя его вюрмская фаза (Громов, 1933), резко ухудшила климат всего юга Европейской части СССР, что коснулось и Крымского полуострова.

Надвинувшаяся в течение мустьерской и всей верхне-палеолитической эпохи на Крым волна холода сделала его климат более континентальным и суровым, что наиболее сказалось в северных областях полу-

острова. Общий облик всей палеолитической фауны Крыма имеет явно выраженный степной характер (Бируля, 1930) и может быть сравниваем с таковым современных сухих травянистых степей, распространенных в областях с довольно суровым континентальным климатом.

Виноградов (1937), на основании изучения ископаемых грызунов и насекомоядных из крымских пещер, указывает, что четвертичная фауна Крыма «...характеризуется преобладанием степных и полупустынных форм, имея сходство с современными фаунами заволжских или урало-эмбенских степей и полупустынь».

Если принимать теорию единого оледенения, то максимум имевшегося похолодания следует приурочивать к ориньяку, что соответствует рисской ледниковой фазе (Громов, 1933; Громова и Громов, 1937). Именно в ориньяке к степной фауне Крыма примешиваются и лесные элементы (Тугаринов, 1937).

К числу таких элементов следует относить и пресноводную европейскую черепаху (*Emys orbicularis*), излюбленными местообитаниями которой являются стоячие или медленно текучие водоемы лесостепных и даже лесных районов. Очень засушливой, открытой степной полосы эта черепаха избегает.

В настоящее время у нас нет еще данных о распространении *Emys orbicularis* на юге Европейской части СССР и в Крыму в течение третичного периода. Довольно большое количество находок остатков данного вида в украинских послеледниковых отложениях свидетельствует о том, что в четвертичном периоде упомянутые области были населены этой черепахой довольно широко.

Древне- и среднечетвертичная фауна юга Украины и Крыма имела достаточно тесное общение благодаря существовавшей уже в это время постоянной связи Крымского полуострова с материком. Исходя из географического положения Крыма, обеспечившего ему в силу удаленности от центров оледенения более благоприятные условия, чем во всей восточно-европейской равнине, можно считать, как указывает Бонч-Осмоловский (1940), что «...в наиболее суровые моменты четвертичного периода, когда наступавшее оледенение несло с собой стужу и холод, перед которыми отступало все живое, некоторая часть беглецов должна была найти себе убежище в крымских долинах».

Весьма вероятно, что именно к этим временам и относится пора заселения крымских пресноводных бассейнов европейской речной черепахой (*Emys orbicularis* L.), откуда в дальнейшем она могла снова расселяться по южным районам Причерноморья, а затем и в более северные области обитаемого ею в настоящее время пространства.

L. I. KHOSATZKY

REMNANTS OF FRESH WATER TORTOISE *EMYS ORBICULARIS* L. FROM THE QUATERNARY DEPOSITS OF THE CRIMEA

Summary

Numerous fossil materials discovered in the cave camps of the Crimea include also certain interesting palaeofaunistical remnants.

Among the latter we find as well separate fragments of tortoise skeletons, which are described in this paper. The investigated material preserved at the Zoological Institute of the Academy of Sciences of the USSR, represents two fragments of the shoulder bones and four fragments of femora,

bones belonging to separate individuals of European river tortoise (*Emys orbicularis* L.). The described remnants have been found in cultural strata of the cave camp of pre-historical man, referred to the upper palaeolith and situated on the slope of well known grotto Kiik-Koba (in the north foothills of the Yaila, about 25 kilometers eastward from Simferopol). The place of this camp represents a dry shed deepened into rock and formed by the processes of weathering. The layer of the cave deposits, in which the tortoise bones have been found, corresponds by age to Tardenoise. The river tortoise appeared in the palaeolith fauna of the Crimea as its forest-steppe element. This tortoise began first to settle about the Crimea apparently during the Quaternary glaciation which had made it, together with other warmth loving animals, to recede from coastal regions of the Ukraine to the Crimean valleys and foothills, more distant from the advancing glacier. After the latter had disappeared, the river tortoise together with other animals could settle again the south regions of the Black Sea coasts and then more northern parts of the area, inhabited by it at present time.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бируля А. А. Предварит. сообщение о хищниках из четвертичных отложений Крыма. Докл. АН СССР, А, 6, 1930.
2. Бируля А. А. Предварит. сообщение о грызунах из четвертичных отложений Крыма. Докл. АН СССР, А, 23, 1930.
3. Бонч-Осмоловский Г. А. La paléolitique de Crimée. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, 1, АН СССР, 1929.
4. Бонч-Осмоловский Г. А. «Грот Киик-Коба». Палеолит Крыма, 1, АН СССР, 1940.
5. Виноградов Б. С. Материалы по изучению четвертичной фауны Крыма. Тр. Сов. секции INQUA, 1, 1937.
6. Громов В. И. Итоги изучения четвертичных млекопитающих и человека на территории СССР. Матер. по четвертичн. периоду, Сб. сов. секции INQUA, 1936.
7. Громов В. И. О геологии и фауне палеолита СССР. Проблемы истории матер культуры, 1, 1933.
8. Громов В. И. Проблема множественности оледенений в связи с изучением четвертичных млекопитающих. Проблемы сов. геологии, III, 7, 1933.
9. Громова Вера и Громов В. Материалы по изучению палеолитической фауны Крыма. Тр. сов. секции INQUA, 1, 1937.
10. Тугаринов А. Я. Птицы Крыма времени вюрмского оледенения. Тр. сов. секции INQUA, 1, 1937.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1946. BULLETIN DE LA COMMISSION POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE. № 8

М. М. ФРАДКИН

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВАЛУНОВ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

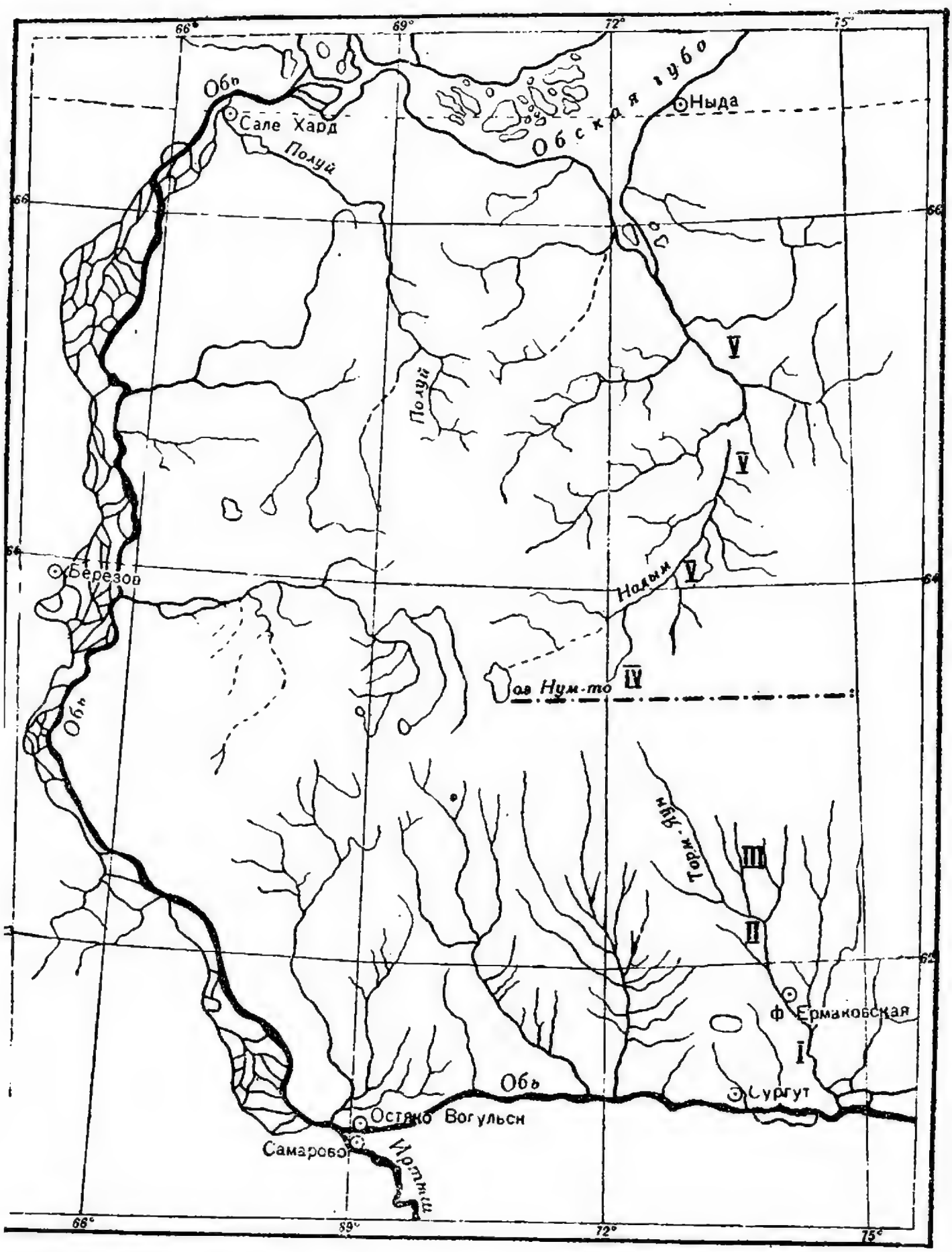
Изучение петрографического состава валунов из древних ледниковых отложений имеет первостепенное значение в определении путей движения ледников и центров оледенения.

Особую остроту этот вопрос приобретает для Западно-Сибирской низменности, на обширнейшей территории северной половины которой рассеяны ледниковые валуны, еще никем подробно не описанные, так как север Западно-Сибирской низменности почти не затронут геологическими исследованиями. Только лишь в нескольких работах дается простое перечисление названий горных пород, составляющих валуны, найденные в долине среднего течения р. Оби и еще нескольких рек. Известно, что даже опытные, авторитетные петрографы иногда ошибались в определении горных пород, и часто разные исследователи дают различные названия одной и той же породе. Поэтому совершенно бесспорно, что для правильного объективного суждения о путях движения древних ледников необходимо делать подробное петрографическое описание валунов; в противном случае исследователь теряет возможность контроля, лишает возможности сопоставлять его исследования с другими и тем самым значительно обесценивает свою работу. Исходя из изложенных выше мотивов, в данной статье публикуется описание петрографического состава валунов, найденных при маршрутном исследовании на пути из г. Сургута, через водораздел, к устью Надыма.

Краткая геологическая характеристика маршрута

Уже давно известно, что несколько южнее г. Сургута проходит конечная морена, соответствующая максимальному для Западно-Сибирской низменности оледенению в четвертичный период. Конечная морена состоит из валунных суглинков, а район Сургута и территория, расположенная к северу от него, сложены флювиогляциальными и дюнными песками, среди которых довольно редко встречаются островки валунных песков. Концентрация валунов и гальки в валунных песках небольшая: они бывают вкраплены только в верхней части песчаной толщи.

К северу от Сургута количество песчано-валунных участков постепенно уменьшается и вновь возрастает вблизи водораздела. Обращает на себя внимание отсутствие среди песков типичных моренных образований. Объяснение этому факту нужно искать в том, что донная морена максимального оледенения была перемыта не только водами отступающего ледника, но и водами последующего второго оледенения.



Фиг. 1. Схематическая карта распространения валунов.
Валунные участки, описанные в тексте:

— г. Еут-рэп, II — Саво-пэх, III — район р. Имя-ях-яун, IУ — верховья р. Имп-яун, V — район р. Надым,- - - - - - — Надымская конечная морена 2-го оледенения

Остатками сильно перемытой донной морены максимального оледе-ения являются участки валунных песков. Кроме того, не нужно за-ывать, что обычно морены состоят в значительной части из валунов естных пород, а в Западно-Сибирской низменности валунный материал ключительно только чуждый, так как ложем древнего ледника слу-или рыхлые обломочные породы: пески и глины третичного возраста.

В самой верхней части северного склона водораздела, между рекой Торм-яун и рекой Надым, валунные пески максимального оледенения сменяются типичными моренными валунными суглинками. Отсутствие надлежащих обнажений не позволяет вполне определенно установить взаимоотношение между моренными суглинками водораздела и валунными песками Сургутского района; однако в закопушках, сделанных в периферической части размытых валунных суглинков, последние залегают на песках.

Так как пески максимального оледенения не распространяются на север за валунные суглинки, а лежат лишь южнее их, можно считать несомненным, что валунные пески Сургутского района, по крайней мере, примыкают к моренам на водоразделе, которые являются конечными моренами второго оледенения Западно-Сибирской низменности, последовавшего за максимальным. Наиболее вероятно, что валунные суглинки водораздела надвинуты на нижние горизонты песков Сургутского раойна.

Конечную морену на водоразделе, для более четкого отличия ее от конечных морен максимального оледенения,— Самаровской, Б. Юганской и других, мы называем Надымской мореной. Севернее Надымской морены в многочисленных береговых разрезах обнажается основная морена, прикрытая ленточными глинистыми песками и флювиогляциальными косослоистыми песками. Начиная с Надымской морены и к северу от нее, рельеф местности сильно отличается от рельефа Сургутского района. Слабо волнистая, характеризующаяся плавными очертаниями поверхность песков Сургутского района сменяется резко выраженными замкнутыми формами рельефа: высокими холмами и котловинами, в которых часто расположены озера, сообщающиеся между собою при помощи речек. Разница между уже устаревшими размытыми формами аккумулятивного ледникового рельефа Сургутского района и еще молодым ледниковым рельефом в бассейне Надыма настолько очевидна, что не нуждается в особых доказательствах.

Как будет видно из данной статьи, петрографический состав валунов в Надымских (конечной и основной) моренах существенно отличается от состава валунов в Сургутском районе. Все вместе взятое невольно наталкивает на логический вывод о том, что в бассейне р. Надыма залегает совершенно самостоятельный и сравнительно молодой ледниковый комплекс. Судя по петрографическому составу валунов, центром оледенения для Сургутского района, вероятно, было плато Путорана, а для бассейна Надыма — плато Бырранга.

Ниже приводится петрографическое описание валунов, произведенное для удобства по тем участкам, где были взяты образцы горных пород. Описание сделано в той последовательности, в которой проходило исследование, т. е. по маршруту с юга на север от г. Сургута по рр. Торм-яун и Надым.

I. Гора Еут-рэп

Гора Еут-рэп (Святая гора) находится на правом берегу р. Торм-яун против Ермаковской фактории. Гора состоит из нескольких примыкающих друг к другу под различными углами увалов, имеющих неровную, размытую поверхность. Гребни горы на 50 м возвышаются над уровнем р. Торм-яун. В одном месте река подмывает гору, вследствие чего образовался крутой обрыв, в котором обнажаются ледниковые отложения. В верхней половине разреза залегают валунные пески, а в нижней - сизая глина с валунами.

Так как нигде в других разрезах валунные глины не были обнаружены, весьма возможно, что валуны в глину попали из валунных песков при

обвалах берегового обрыва. Такое предположение тем более вероятно, что в других обнажениях, расположенных выше по течению реки, под валунными песками залегают тонкоотмученные безвалунные сизые глины, предположительно третичного возраста.

На поверхности горы Еут-рэп обнажаются валунные пески, в которых преобладают валуны габбро-диабаза (образцы № 2, 3), достигающие в поперечнике до 2 м.

Фиг. 2. Валун габбро-диабаза в песках г. Еут-рэп.

В горе Еут-рэп найдены валуны габбро-диабаза, габбро-норита, авгитового порфирита, кварцевого песчаника, фельзита, мрамора, гиперстенового порфирита, диабазового порфирита, яшмоида, брекчиевидного мраморизованного известняка, кварцевого конгломерата, гранатового гнейса, а также большое количество гальки этих пород и кварца.

О б р а з е ц № 1. — Я ш м о и д. Найден в виде мелких, угловатых, неокатанных обломков, имеющих плитчатую отдельность. Цвет породы стально-серый с коричневым оттенком. В образце видны тонкие параллельные полоски более темного цвета и редкие блестящие мелкие кристаллики пирита. По трещинкам порода покрыта тонким налетом бурого железняка. Излом раковистый. Структура пелитовая.

Минералогический состав под микроскопом: глинистое вещество. серицит, кварц, рудный минерал — пирит. Основная масса породы состоит из тонкой смеси глинистого вещества и листочков серицита. Кварц находится в основной массе участками, имеющими зубчатые очертания. Кварца в шлифе 20—25%. Рудный минерал в виде небольших зерен рассеян по всему шлифу.

Образец № 2. — Биотитовый габбро-норит. Порода имеет темнобурую окраску и крупнозернистую порфировую структуру. Выделяются резко идиоморфные, продолговатые крупные, до 5 мм. черные зерна пироксена, пространство между которыми заполнено бурым полевым шпатом. При ударе молотком полевой шпат легко разрушается. и порода рассыпается в дресву.

Минералогический состав под микроскопом: моноклинический пироксен, ромбический пироксен, плагиоклаз, биотит и акцессорные минералы: хлорит, апатит, оливин, кварц, рудный минерал (окислы железа). Структура габбровая, с приближением к офитовой. Главную роль в шлифе играют пироксены (моноклинный и ромбический поровну) и плагиоклаз. Биотит и особенно хлорит имеют подчиненное значение, а остальные минералы находятся в единичных зернах. Зерна пироксенов составляют 40—50% всей массы шлифа. Пироксены идиоморфны и частично в виде двойников по авгитовому закону. Зерна пироксенов содержат включения рудного минерала, а по трещинкам спайности — биотитизированы и хлоритизированы. Моноклинный пироксен — диаллаг-авгит. Ромбический пироксен — гиперстен.

Биотита в шлифе 5—6%. Мелкие скопления биотита обрастаются зернами пироксенов (реакционная кайма) или включены в плагиоклазы в виде самостоятельных выделений. Биотит обладает интенсивным плеохроизмом: Ng — бурокрасный, Nm — зеленовато-коричневый, Np — светложелтый; $Ng > Nm > Np$. Биотит частично хлоритизирован. причем процесс хлоритизации сопровождался выделением рудного минерала. Плагиоклаз имеет форму продолговатых пластинчатых зерен. состоящих из хорошо выраженных полисинтетических двойников.

Зерна плагиоклаза автоидиоморфны или аллотриоморфны по отношению к пироксенам. В некоторых зернах плагиоклаза наблюдается волнистое угасание. В местах соприкосновения зерен плагиоклаза находится иногда мелкий агрегат хлорита, проникающий по плоскостям спайности в глубь плагиоклазов. Одно зерно плагиоклаза зонарное — треугольником; внутри его биотит, хлорит, кварц, повидимому, вторичные. Определенный на федоровском столике, плагиоклаз имеет № 63: лабрадор-битовнит. Плоскость срастания по (010). Закон карлсбадский.

Игольчатые кристаллики апатита заключены в плагиоклазах, и здесь же найдено одно зерно оливина.

Образец № 3.—Габбро-диабаз. Среди валунного материала шарообразные валуны габбро-диабаза достигают наиболее крупных размеров. Микроскопически габбро-диабаз является серо-зеленой крупнозернистой породой, состоящей из пироксенов и плагиоклаза. При выветривании плагиоклазы разрушаются быстрее пироксенов. отчего черные зерна последних резко выделяются и порода приобретает неровную, изъеденную поверхность. На сглаженных, пришлифованных сторонах образца хорошо видны ледниковые шрамы.

Минералогический состав под микроскопом: плагиоклаз, моноклинический пироксен, ромбический пироксен и акцессорные минералы биотит, хлорит, циркон, рудный минерал. Структура габбро-офитовая. Пироксены и плагиоклаз составляют основную массу шлифа (96—98%) и находятся приблизительно в равных количествах. Моноклинический

пироксен значительно преобладает над ромбическим. Зерна пироксенов идиоморфны. Внутри зерен пироксенов имеются игольчатые идиоморфные выделения плагиоклазов,и особенно по трещинам спайности много мелких включений биотита и хлорита. Моноклинический пироксен — авгит-диаллаг. Ромбический пироксен — гиперстен.

Плагиоклаз группируется в шлифе отдельными участками призматического облика. Зерна плагиоклаза представлены прекрасно выраженными полисинтетическими, а иногда и простыми двойниками. Угол угасания плагиоклаза $\perp$ МР = +30—32°. Плагиоклаз является лабрадором № 58—60. Биотита в шлифе очень мало. Большая часть биотита подверглась процессу хлоритизации, сопровождавшемуся выделением железорудного минерала.

Образец № 4. — Мелкозернистый известняк. Порода желто-серого цвета. Слоистость заметна очень плохо и прослеживается лишь по чередованию более темных полос с более светлыми. Известняк плотный, массивный.

Минералогический состав под микроскопом: кальцит, магнетит, лимонит, кварц. Структура порфировидная. Основная масса шлифа состоит из мелких зерен кальцита, в которые вкраплены более крупные зерна кальцита. Мелкие зернышки магнетита в небольшом количестве рассеяны по всему шлифу и окружены ореолами из лимонита. Кварца очень мало — отдельные зерна.

Образец № 5. — Брекчиевидный мраморизованный известняк. Плотная мелкокристаллическая порода. В общей серо-коричневой массе выделяются крупные угловатые, более плотные участки серого цвета.

Минералогический состав под микроскопом: кальцит, кварц, лимонит и очень небольшое количество листочков мусковита. Главную массу шлифа составляют кальцит и кварц. Некоторые участки состоят преимущественно из кальцита с небольшим количеством кварцевых зерен; в других участках очень много кварца и мало кальцита. Мелкие кварцевые зерна обволакивают зерна кальцита, отчего порода приобретает брекчиевидное строение. Лимонит и листочки мусковита находятся, главным образом, в связи с кварцевыми участками.

Образец № 6. — Гранатовый гнейс. Найден только один небольшой валун в песках на берегу старицы р. Торм-яун, около фактории Ермаковской. Порода серого цвета с буроватым оттенком. Структура мелкозернистая. Среди основной мелкозернистой массы выделяются более крупные листочки золотистой слюды и зерна граната. Текстура сланцеватая, переходящая в плойчатую.

Минералогический состав под микроскопом: кварц, мусковит, гранат, гематит, ортоклаз, биотит, хлорит, апатит, рутил. Основная масса шлифа состоит из кварца, мусковита, граната и гематита, а остальные минералы имеют подчиненное значение. Кварц в зернах с зубчатыми краями образует скопления в виде узких полос. Мусковит и гранат также образуют вытянутые в одном направлении параллельные полоски. Мусковит пластинчатого облика. Зерна граната в большинстве мелкие и лишь иногда встречаются крупные.

Среди описанных выше полос минералов сравнительно большое количество зерен гематита. Образование гематита объясняется разложением биотита, который обычно находится в одной полосе вместе с гематитом. Иногда встречается биотит, не загрязненный железом. Наблюдаются переходы биотита в хлорит.

Образец № 7. — Мелкозернистый мрамор. Порода имеет серый цвет и мелкозернистую структуру. Среди мелких зерен кальцита выделяются более крупные блестящие зерна его.

Минералогический состав под микроскопом: кальцит, кварц, мусковит, пирит. Структура неравномерно-зернистая, близкая к порфировой. Основная масса шлифа состоит из мелких зернышек кальцита, в которые вкраплены отдельные крупные зерна его. В основной массе содержится небольшое количество мелких зерен кварца. Мусковита и пирита очень мало.

Образец № 8. — Песчаник кварцевый. Серая мелкозернистая порода; местами встречаются зерна средней величины. Отдельность плитчатая.

Минералогический состав под микроскопом: кварц и очень небольшое число мелких листочков мусковита. Большинство зерен кварца, сравнительно крупных, имеет округлые очертания и иногда обломанные края. Мелкие зерна кварца группируются вокруг крупных зерен с обломанными краями.

Фиг. 3. Южная часть г. Саво-пэх

Образец № 9. — Фельзит. Плотная, массивная сланцеватая порода темнозеленого, почти черного цвета. В основной неразличимой массе выделяются бурые округлые зернышки. Образец имеет вид ограненного булыжника, на двух гладко заплифованных гранях которого хорошо видны глубокие ледниковые шрамы.

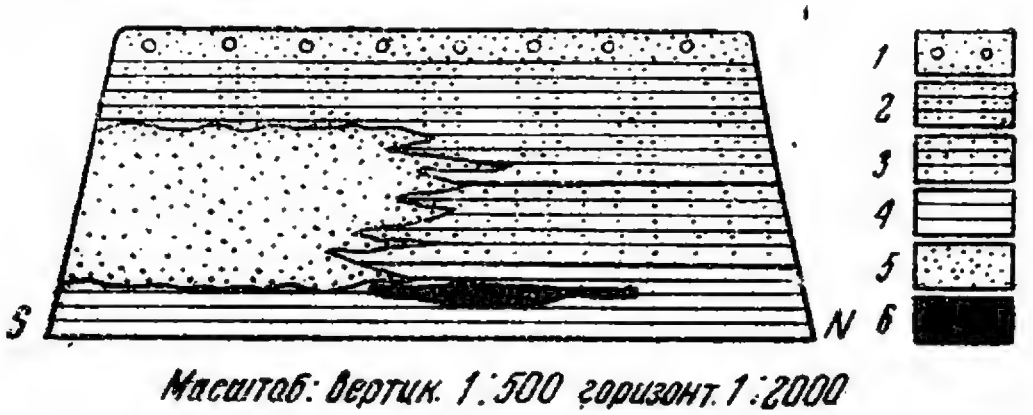
Под микроскопом порода сложена скрытокристаллической основной массой, состоящей из серицита, соссюрита, кварца и магнетита. В основной массе выделяются мелкие порфировые включения кварца, соссюритизированного плагиоклаза, серицитизированного полевого шпата и апатита. Последние два минерала встречаются в шлифе редко.

Образец № 10. — Мрамор. Образец взят около фактории Ермаковской из валунов со дна речки Еут-яун в том месте, где она подмывает сложенную валунными песками гору Еут-рэп. Порода имеет мелкозернистое, сахаровидное строение и неровную белую с желтым оттенком и серыми пятнами окраску. Местами в образце видны мелкие пустоты, заполненные ржавобурым рудным минералом.

Минералогический состав под микроскопом: кальцит и очень небольшое количество рудного минерала (магнетита). Структура равнозернистая.

II. Гора Саво-пэх

Саво-пэх (Глиняная гора) находится на правом берегу р. Торм-яун, между факториями Ермаковской и Омпушнины, около устья р. Лимпаса. Гора Саво-пэх протягивается в направлении с северо-северо-запада на юго-юго-восток и в поперечном разрезе имеет форму трапеции, длина основания которой 180—200 м. В том месте, где р. Торм-яун подмывает гору, образовался двадцатиметровый береговой обрыв, сложенный в нижней части сизой глиной, на размытой поверхности которой залегают кварцевые пески, переходящие вверху обрыва в валунные пески.



Фиг. 4. Схематический разрез горы Саво-пэх

Условные обозначения: *1*—Кварцевые пески с гальками и валунами. *2*—Мелкие кварцевые пески с гнездами крупнозернистых ожелезненных песков. *3*—Пески с глинистыми прослойками, переходящие в песчанистые глины. *4*—Крупнозернистые кварцевые косослоистые пески. *5*—Плотные неслоистые глины с линзочками песков. *6*—Торф.

Схематическое строение разреза сверху вниз следующее:

0—0.05 м — растительный слой;

0.05—0.3 м — серый кварцевый оподзоленный песок;

0.3—1.5 м — песок кварцевый, желтоохристый, с тонкими прослойками плотного ржавочерного песчаника, имеющего мощность до 2—3 см;

1.5—2 м — постепенно переходит в серый мелкий, слегка глинистый кварцевый песок, с галькой и валунами до 0.5 м, а иногда и более, в диаметре. Даже при беглом просмотре обращает на себя внимание резкое преобладание валунов основных пород. Здесь найдены валуны габбро-диабаза, норита, гиперстенового порфирита, фельзита, глинисто-хлоритового сланца, кварцевого песчаника, мрамора, конгломерата, состоящего из мелкой кварцевой гальки, и большое количество хорошо окатанных разноцветных галек кварца;

2—5 м — песок мелкий, кварцевый, с тонкими, до нескольких сантиметров, песчано-глинистыми прослойками; на общем зеленовато-сером фоне отложений выделяются бурые пятна небольших ожелезненных гнезд, более крупнозернистого песка;

5—10 м — постепенно переходит в более светлосерый песок, с такими же гнездами ожелезненного крупнозернистого песка и тонкими глинистыми прослойками. Местами слабо заметна мелкая косая слоистость. В южной части разреза в описываемые отложения вклиниваются крупнозернистые кварцевые пески с крупной, резко выраженной косой слоистостью;

10—11 м — песок такой же, что и в предыдущем горизонте, но с прослойками до 10—20 см плотной, серой песчаной глины, а в южной половине разреза — косослоистые пески;

11—14.5 м — слегка песчаная, плотная серая глина, в которой встречаются небольшие (10—40 см в поперечнике), реже — более крупные линзочки ожелезненного кварцевого песка, местами превращенного в рыхлый железистый песчаник, при выветривании которого в глине образуются пустоты. В южной половине разреза продолжаются косослоистые пески;

14.5—20 м — песчаная глина постепенно переходит в синевато-серую неслоистую плотную глину, содержащую линзочки песка. На 16—17-м метре глина от присутствия растительных остатков приобретает коричневый цвет и включает большую линзу торфа, до 1 м мощностью.

Ниже коричневая глина переходит в плотную, сизую во влажном состоянии и серую в сухом,— глину, разбитую на глыбы вертикальными трещинами, в которых имеются желто-красные охристые натеки бурого железняка.

В южной половине разреза на 17-м метре кончаются косослоистые кварцевые пески, залегающие на размытой поверхности сизой глины.

III. Район р. Имя-ях-яун

Описываемые здесь образцы взяты из валунов, привезенных на факторию Омпушнины для постройки печи. Валуны доставлены на факторию в 1936 г. сторожем фактории Николаем Сопочиным с левого притока р. Торм-яуна речки Имя-ях-яун. По рассказам Н. Сопочина и А. И. Кайдалова, недалеко от фактории в своем верхнем течении р. Имя-ях-яун имеет обрывистые берега, в которых залегает много валунов. Разумеется, привезенные на факторию валуны не дают полного представления о петрографическом составе ледниковых отложений на р. Имя-ях-яун, так как для постройки печи были отобраны крупные прочные валуны преимущественно основных пород. На фактории обнаружены валуны диабазового порфирита, гиперстенового порфирита, фельзита, габбро-диабаза, норита и кварцевого песчаника. Ниже приводится описание только трех образцов, так как все остальные аналогичны образцам валунов из г. Еут-рэп.

Образец № 11. — Гиперстеновый порфирит — черная мелкокристаллическая порода. Местами заметны порфировидные выделяющиеся крупные зерна пироксена, имеющие блестящие, с металлическим блеском плоскости спайности. С поверхности образец покрыт бурой корочкой выветривания, проникающей по трещинкам в глубь породы.

Минералогический состав под микроскопом: ромбический пироксен, плагиоклаз, магнетит (лимонитизированный). Выделяются крупные зерна ромбического пироксена — гиперстена. Гиперстен обладает плеохроизмом, и в нем хорошо выражены тонкие трещины спайности, пересекающиеся под углом 86—88°. Гиперстен оптически отрицательный: $2V = -58°$. Зерна гиперстена пронизаны игольчатыми скоплениями. Плагиоклаз имеет угол угасания $\perp$ МР $= +24°—26°$; $2V = +74$. Плагиоклаз № 55 — лабрадор. Порода пропитана вторичным лимонитом.

Образец № 12. — Песчаник кварцевый. Средне-зернистая порода серого цвета. В образце местами имеются охристо-желтые участки. Между кварцевыми зернами находится тонкозернистый белый пылевидный цемент; порода с поверхности как бы припудрена.

Минералогический состав под микроскопом: кварц, мусковит, хлорит, полевой шпат и рудный минерал. Порода в основном сложена крупными округлыми зернами кварца, часть которых имеет интенсивное волнистое угасание. Между кварцевыми зернами заключены скопления мелких чешуек серицита, хлорита и рудного минерала. Иногда встречаются зерна разрушенного полевого шпата.

Образец № 13. — Диабазовый порфирит. Массивная, темносерая мелкокристаллическая порода. Среди основной кристаллической массы выделяются отдельные более крупные блестящие зерна пироксена.

Минералогический состав под микроскопом: большие округлые зерна авгита, внутри которых заключены зерна плагиоклаза, и самостоятельные фенокристаллы плагиоклаза; акцессорными минералами являются: магнетит, хлорит и небольшое количество уралита. Определенный на федоровском столике плагиоклаз имеет № 30 — олигоклаз.

IV. Верховья р. Имя-яун — правого притока р. Надыма

Река Имя-яун берет начало в водораздельных болотах, несколько южнее Надымской конечной морены. Почти на всем протяжении русло реки имеет форму неглубокой канавы, плоские берега которой сливаются с окружающими болотами. Река дважды впадает в довольно глубокие озера, расположенные в котловинах, окаймленных моренными увалами. По сравнению с реками, текущими на юг от Надымской морены, р. Имя-яун кажется более молодой. Вблизи от р. Имя-яун, в сложенных валунными суглинками конечноморенных увалах залегают на поверхности валуны и галька базальта, гранодиорита, кварцита, кварцево-глинистого песчаника, светлосерого биотитового гранита, габбро, фарфоровидного кварцита, кварцево-хлоритового сланца, диабазового порфирита и молочно-белого рудного кварца. Ниже приводится описание нескольких образцов валунов.

Образец № 14. — Базальт. Мелкокристаллическая сланцеватая порода серо-черного цвета. С поверхности и по трещинам образец покрыт ржавобурыми отложениями лимонита. Характерно для породы большое количество глубоких трубчатых пор, пронизывающих образец в различных направлениях, отчего порода приобретает вид шлака. Базальт сильно метаморфизован.

Минералогический состав под микроскопом: пироксен, плагиоклаз, уралит, соссюрит, кварц, апатит. Пироксен сильно уралитизирован, а плагиоклаз почти полностью превращен в соссюрит. По трещинкам шлифа изредка встречается, повидимому, вторичный кварц. В шлифе имеется небольшое количество мелких округлых зерен апатита.

Образец № 15. — Кварцит. Массивная мелкозернистая порода серого цвета. Состоит из кварца, отдельные зернышки которого довольно хорошо различимы невооруженным глазом.

Минералогический состав под микроскопом: кварц, глинистый материал, серицит, хлорит и магнетит. Основная масса породы сложена кварцем, все же остальные минералы играют незначительную роль. Крупные, округлые зерна кварца сцементированы массой из мелкозернистого кварца, среди которого находится глинистый материал с хлоритом и серицитом. В кварце наблюдается волнистое угасание. В шлифе изредка встречаются отдельные зернышки магнетита.

Образец № 16. — Кварцево-глинистый песчаник. Среднезернистый розовый песчаник, слабо сцементированный. При ударе молотком легко раскалывается и крошится.

Минералогический состав под микроскопом: кварц и глинистый материал. Порода состоит из хорошо окатанных зерен кварца, сцементированных тонким глинисто-кварцевым материалом.

Образец № 17. — Гранодиорит. Массивная крупнозернистая светлосерая порода. Структура гранитная. Среди белых полевых шпатов порфировидно выделяются крупные прямоугольные зерна роговой обманки.

Минералогический состав под микроскопом: микроклин, плагиоклаз, кварц, роговая обманка; акцессорные минералы: хлорит, серицит, сфен, циркон, магнетит. Микроклина в шлифе меньше, чем плагиоклаза. Микроклин сильно каолинизирован и серицитизирован. Плагиоклаз менее разрушен, а иногда встречаются чистые зерна его с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками по альбитовому закону. Определенный на федоровском столике, плагиоклаз имеет $2V = -86°$.

Роговой обманки в шлифе много в виде крупных фенокристаллов. Роговая обманка имеет плеохроизм: по Ng — темнозеленый, Nm — зеленый, Np — желтый; $Ng = Nm > Np$; $Ng : c = 18—20°$. Круп-

ные зерна кварца или мелкозернистые агрегаты его выполняют промежутки между полевыми шпатами и роговой обманкой. Хлорит образовался за счет разложения роговой обманки. Сфен, циркон и магнетит встречаются очень редко в виде идиоморфных крупных зерен.

V. Река Надым от устья р. Имя-яун до своего нижнего течения

Надым течет в широком плоском песчаном русле, изобилующем в нижней части реки большими очень мелкими перекатами. В верхнем течении русло реки иногда лежит выше соседних болотных впадин, и часть воды из реки с шумом сливается в болота, образуя при этом миниатюрные водопады. В высоких береговых обрывах обнажаются темно-

Фиг. 5. Р. Надым. Обнажение основной морены.

серые валунные суглинки, на размытой поверхности которых, покрытой ржавыми окислами железа, залегают серо-зеленые тонкослоистые глинистые пески (ленточные), выше которых лежат косослоистые пески с галькой. Местами косослоистые флювиогляциальные пески лежат прямо на размытой морене.

В моренных суглинках различных обнажений были обнаружены валуны и взяты образцы валунов следующих горных пород: базальта, диабазового порфирита, диабазового туфа, кварцево-хлоритового сланца, кварцевого диорита, плагиоклазового и роговообманкового порфирита, альбитофира, аркозового песчаника, серого кварцевого песчаника, фиолетового кварцита, углисто-глинистого сланца, кварцево-глинистого сланца, фарфоровидного кварцита и молочно-белого кварца. Для некоторых наиболее трудно определимых макроскопически образцов горных пород, найденных в валунах Надымского района, ниже даем подробное описание.

Образец № 18. — Кварцево-хлоритовый сланец. Серо-зеленая тонкорассланцованная порода. В образце выделяются серые тонкие прослоечки, богатые кварцем, и мелкие блестящие чешуйки светлозеленого хлорита. Первоначально порода была, вероятно, песчаником, который подвергся интенсивному метаморфизму.

Минералогический состав под микроскопом: кварц, хлорит, микроклин, плагиоклаз, магнетит, гематит и бурый железняк. Основную массу шлифа составляют угловатые и в меньшей мере округлые зерна кварца, которые цементируются мелкозернистым агрегатом из хлорита, зубчатых зерен кварца и небольшого количества полевого шпата, магнетита, гематита. В зернах кварца наблюдается волнистое угасание.

Образец № 19. — Кварцевый диорит. Массивная серого цвета порода. Структура гранитная. В основном образец состоит из белых зерен полевого шпата и резко идиоморфных зерен темноцветных минералов. При выветривании полевые шпаты превращаются в бурую глину, в то время как более устойчивые темноцветные минералы сохраняются; от этого порода приобретает неровную, изъеденную поверхность.

Минералогический состав под микроскопом: полевой шпат (альбит), кварц, пироксен, роговая обманка (актинолит), хлорит, эпидот, цоизит. Фенокристаллы полевого шпата и кварца покрыты скоплениями из хлорита, эпидота, актинолита, цоизита.

Образец № 20. — Кварцево-хлоритовый сланец. Темнозеленая рассланцованная, частично пористая порода. Первоначально порода имела, вероятно, порфиритовую структуру.

Минералогический состав под микроскопом: кварц, хлорит, эпидот, полевой шпат, циркон, рудный минерал (магнетит). Основная масса шлифа сложена параллельными полосками изометричных зерен кварца и хлорита. Эпидот расположен среди кварцевых зерен. В хлорите встречается циркон. Полевого шпата очень мало, магнетита — несколько зерен.

Образец № 21. — Плагиоклазовый порфирит. Серо-зеленая массивная порода. Структура порфировидная. Среди основной мелкозернистой массы выделяются небольшие пластинки блестящего плагиоклаза; местами в образце видны мелкие поры.

Минералогический состав под микроскопом: плагиоклаз, хлорит, кварц, магнетит. Основная масса шлифа состоит из плагиоклаза, хлорита, кварца и магнетита. Порфировые выделения представлены большим количеством крупных зерен плагиоклаза, округлого и прямоугольного очертания. Плагиоклаз сильно соссюритизирован и эпидотизирован. Определенный на федоровском столике, плагиоклаз имеет № 42 — андезит.

Образец № 22. — Альбитофир. Светлосерая порода с бурым налетом на выветренной поверхности и по трещинкам. Структура порфировидная. Выделяются угловатые крупные зерна плагиоклаза, придающие породе брекчиевидное строение.

Минералогический состав под микроскопом: плагиоклаз, хлорит, соссюрит, актинолит. Основная масса шлифа сложена крупными зернами плагиоклаза, имеющими извилистые, неопределенные очертания. Промежутки между крупными зернами плагиоклаза заполнены актинолитом, хлоритом и скоплениями мелких зерен плагиоклаза. Соссюрит и хлорит пронизывают плагиоклазовые зерна в виде игольчатых вростков. Определенный на федоровском столике, плагиоклаз имеет № 15 — альбит-олигоклаз.

Образец № 23. — Кварцево-аркозовый песчаник. Плотная массивная порода, окрашенная в серо-бурый цвет. С поверхности образец покрыт бурой корочкой выветривания. Структура мелкозернистая.

Минералогический состав под микроскопом: кварц, ортоклаз, хлорит, лимонит, серицит, глинистый материал. Зерна кварца в большинстве округлые и иногда угловатые. Полевых шпатов в шлифе 15—20%. Цемент песчаника состоит из мелких зерен кварца, небольшого количества хлорита, бурых окислов железа (лимонита) и глинистого материала, содержащего многочисленные чешуйки серицита.

Образец № 24. — Кварцево-глинистый сланец. Среднезернистая серая порода.

Минералогический состав под микроскопом: кварц, глинистое вещество, серицит, циркон. Шлиф состоит в основном из среднего размера округлых зерен кварца, сцементированных мелкозернистым кварцем и глинистым веществом, в котором расположены очень мелкие чешуйки серицита. Среди основной массы иногда встречаются большие округлые зерна кварца. В мелкозернистой кварцевой массе обнаружено несколько небольших зерен циркона.

Образец № 25. — Кварцево-хлоритовая порода. Светлосерая порода, состоящая из крупных угловатых зерен кварца, между которыми расположены золотисто-желтые мелкие листочки хлорита. Структура брекчиевидная.

Минералогический состав под микроскопом: кварц, хлорит, магнетит, циркон. Большие угловатые зерна кварца цементируются мелкими изометричными зернышками кварца. Среди цемента находятся острые листочки хлорита, образующие в большинстве случаев тонкие прожилки или скопления звездчатой формы.

Образец № 26. — Кварцит. Порода фиолетово-серой окраски. Структура среднезернистая. В некоторых участках образца наблюдается очень слабая сланцеватость. Среди основной кварцевой массы заметны мелкие блестящие черные зернышки рудного минерала.

Минералогический состав под микроскопом: кварц, серицит, гематит. Зерна кварца в большинстве имеют округлые очертания, редко угловатые. В некоторых зернах кварца очень много включений мелких зерен гематита. Зерна кварца цементируются мелкозернистым агрегатом из кварца, серицита и гематита.

Образец № 27. — Углисто-глинистый сланец. Цвет породы черный. Текстура сланцеватая, почти плойчатая. Порода плотная; колется с трудом. В изломе видны налеты зеленого минерала.

Минералогический состав под микроскопом: углистое вещество, глинистое вещество, серицит. Глинистое и углистое вещества пропитывают друг друга, концентрируясь в шлифе, перемежающимися волнистыми параллельными полосами. Серицита в шлифе мало.

Государственный педагогический институт
г. Тюмень

M. M. FRADKIN

PETROGRAPHIC COMPOSITION OF BOULDERS IN THE NORTH OF THE WEST SIBERIAN PLAIN

Summary

The author of the paper accomplished in 1936 and 1937 a route geological survey of the northern part of the West Siberian Plain from Surgut to the mouth of the Nadym river. The Surgut region up to the watershed is composed of fluvio-glacial sands which contain the boulders from the rewashed main moraine of the maximum glaciation. The watershed between the Torm-Jaun and Nadym rivers contains the boulder argillaceous soils of the terminal moraine formed by the second glaciation of the West Siberian Plain. More to the north of the Nadym terminal moraine, in the basin of the Nadym river, one observes the boulder argillaceous soils of the main moraine, covered by the banded and obliquely stratified sands. The relief in the basin of the Nadym river is younger than that of the Surgut region. The petrographic composition of the boulders in the Nadym terminal and main moraines also differs from that of the boulders of the maximum glaciation in the Surgut region.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1946. BULLETIN DE LA COMMISSION POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE. № 8

И. Ю. ЛАПКИН

РЕЛЬЕФ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ ДОНЦА МЕЖДУ рр. ОСКОЛОМ И КРАСНОЙ

На протяжении ряда лет автор производил геологические исследования в долине р. Донца, в пределах северной окраины Донбасса. Ввиду того, что рельеф и четвертичные отложения названного региона почти не освещены в литературе, автор считает полезным опубликовать свои наблюдения.

В этой статье мы касаемся лишь наиболее западного отрезка северной окраины Донбасса, и то ограничивая себя левобережьем Донца. В следующих — будут освещены центральная и восточная части названной окраины Донбасса.

Рельеф

Рассматриваемый здесь район расположен между 48° 52′ — 49° 18′ с. ш., 7° 4′ — 7° 54′ в. д. от Пулкова и лежит в пределах двух листов трехверстной карты, занимая южную часть листа 16 XXIV ряда и северную часть того же (16) листа XXV ряда. Южная граница района образована р. Донцом, западная — р. Осколом, восточная — р. Красной; на севере граница проходит от Радкова (на Осколе) до Кабаньей (на Красной). Следовательно, описываемая территория находится на левобережье средней части р. Донца. Река Донец здесь протекает с северо-запада на юго-восток и вплотную подходит к высокому правому берегу своей долины, сложенному относительно твердыми, коренными породами, и субсеквентно огибает мысообразные выступы этих пород (у Святогорска, Закотного, Дроновки и Привольного).

Левобережье представляет собою равнину, образованную рекой, постепенно понижающуюся с севера на юг. Согласно наклону местности, консеквентно, почти в меридиональном направлении, параллельно друг другу текут притоки Донца — Оскол, Нетриус, Жеребец и Красная.

Наиболее характерные элементы рельефа—террасы Донца и Оскола.

Пойма, или заливная (луговая) терраса, р. Донца, примыкающая к руслу реки, в окрестностях с. Банного достигает ширины 0.9—1 км, и ее абсолютные отметки колеблются от 59.2 м (уровень Донца 25 VI 1935 г.) до 64.5 м; ниже по течению, вблизи Красного Лимана, по данным Мелиотреста, имеем отметки поймы 55—60 м и ширину около 1 км; возле Ямполя и в некоторых местах ниже по течению пойма расширяется (до 2—2.5 км). Абсолютные отметки уровня р. Донца около устья р. Красной, по Б. К. Лихареву (25), —54.2 м. Пойма имеет слабый наклон к реке, покрыта луговой растительностью и во многих местах сильно заболочена. Для нее типичны старицы как связанные, так и не связанные с рекой, как правило, соответствующие изгибам Донца. Местами, в прируслoвой части поймы, нарушая однообразный ландшафт, вздымаются на несколько метров (до 6 м) прирусловые валы; иногда эти валы встре-

чаются и за пределами прирусловой части поймы, но здесь они сильно сглажены и образуют весьма пологие холмы. Луговая терраса резко выраженным уступом, высотой до 6 м, отделяется от вышележащей песчаной террасы.

Песчаная, или боровая, терраса Донца отчетливо представлена в рельефе. Абсолютная ее высота немного севернее с. Лиман достигает 110.4 м. Ширина доходит до 12 км (у Александровки). Поверхность террасы сложена песками, большею частью собранными в дюны, относительная высота которых доходит до 4—5, иногда и более метров. Дюны, за редким исключением, закреплены сосновым лесом, который тянется сплошным поясом через боровую террасу. Дюны имеют очень пологие, почти одинаковые склоны, как правило, до 3—4°; только изредка они круты — до 9—11°. Между дюнами, обычно, располагаются пониженные участки — котловины выдувания. Более пониженные места большею частью заросли лиственной растительностью. Грунтовая вода (верховодка) расположена близко от поверхности (на глубине 0.5—1.3 м), а в понижениях рельефа она выступает на поверхность. Этим объясняется развитие здесь множества мелких озер и болот. Из озер наибольшим является эллипсообразное оз. Лиман, находящееся у села того же наименования. Местами встречаются продолговатые озерца, например, оз. Красноярское, оз. Подписочное, параллельные Донцу — давние старицы этой реки. Изредка на песчаной террасе встречаются остатки прирусловых валов, к которым, как отмечает археолог Н. В. Сибилев, приурочены микролитические стоянки.

Над песчаной террасой поднимается на незначительную высоту (1.5—4.5 м) однолессовая терраса. Возле Дробышева, где она хорошо сохранилась в рельефе, ширина ее доходит до 1 км, местами она шире. Поверхность ее является почти ровной и имеет слабый уклон к Донцу. На ней встречаются мелкие лощины. Вследствие размыва или благодаря навеванию ветром песков боровой террасы, однолессовая терраса иногда не отделима от песчаной.

Высоким, крутым, четко выраженным уступом песчаная и однолессовая террасы отделены от вышележащих двух- и трехлессовой террас. Последние нерезко отграничены друг от друга и только местами между ними сохранился уступ; поэтому расчленить их морфографически весьма трудно. Ширина двух- и трехлессовой террас доходит до 12.5—13 км; наивысшие абсолютные отметки трехлессовой террасы 177—178 м.

Трехлессовая терраса примыкает к пониженной части плато — Иванковской ступени (по Д. Н. Соболеву, 7)[1]. В северной части исследованной площади абсолютные высоты доходят до 188 м (выше Вербещины по р. Нетриусу), 195.6 м (м. Бузиновата на водоразделе между рр. Нетриусом и Жеребцом) и 193.73 м (северо-западнее Кабаньей по р. Красной).

Двух- и трехлессовые террасы, а также Иванковская ступень характеризуются степным овражно-балочным ландшафтом. Следует отметить, что в отношении террас левобережье р. Донца в пределах исследованной площади дает почти аналогичную картину с вышележащим по течению реки соседним районом, между Изюмом и Волчанском, подробно освещенным в геоморфологическом отношении работой Д. П. Назаренко (6)[2].

---

[1] Иванковская ступень, или терраса, отличается от коренного плато меньшими высотными отметками и характеризуется значительной редукцией полтавских песков (местами они совершенно размыты), а также наличием аллювиальных песчаных образований (часто грубозернистых, с гравием) под пестрыми глинами.

[2] Также имеется полное сходство и в стратиграфии террас; только так называемая Новохарьковская терраса сохранилась в пределах исследованного нами района в виде отдельных обрывков. В истолковании же разрезов террас мы несколько расходимся с Д. П. Назаренко.

Левобережье р. Оскола, должно быть, имеет те же террасы, что и Донец. Реки Нетриус (длиной всего около 35.5 км) и Жеребец имеют вид больших разветвленных балок; в их долинах развита только пойма (наибольшая ширина ее на Нетриусе, у Новоселовки, доходит до 1 км, а на Жеребце — у Торской — 2 км); летом рр. Нетриус и Жеребец сильно высыхают.

Террасы левого берега р. Красной находятся за пределами рассматриваемой площади.

Река Студенок, около 15 км длиною, впадающая в Донец у с. Студенок, представляет собою ручеек, протекающий через аллювиальные накопления боровой террасы.

Не только Оскол и Красная имеют асимметричное строение долины, но даже такие небольшие реки, как Нетриус и Жеребец, в своей средней и верхней частях характеризуются крутым и высоким правым берегом и более низким и пологим левым. Правые берега поэтому густо изрезаны рядом действующих коротких оврагов с крутыми склонами (к ним и приурочено большинство обнажений); это явление особенно ярко выражено на Иванковской ступени. Левые берега расчленены длинными и пологими, как правило, задернованными балками.

Балки района достигают значительных размеров (например, длина б. Большой Суходол доходит до 15 км), сильно разветвлены; склоны и дно ряда из них прорезаны действующими оврагами (особенно на правых берегах речных долин). Характерной особенностью многих балок и некоторых оврагов является наличие в них террасовых уступов. Несмотря на то, что часть оврагов остановилась в своем развитии и переходит в балки, многие овраги являются деятельными и растут в своих верховьях (овраги правого берега р. Нетриуса у Варваровки).

Склоны многих оврагов и балок сильно оползли. Особо значительные оползни имеют место на Иванковской ступени, где широко развиты осадки третичной системы, состоящие из чередующихся водонепроницаемых (главным образом, глинистых) и водоносных горизонтов. Иногда оползшие массы образуют как бы громадные лестницы.

Наряду с современными оползнями имеются и древние, часто незаметные в рельефе.

Кроме развитой овражно-балочной сети, расчленяющей междуречные пространства, в рельефе встречаются поды и блюдца.

Особо должно быть отмечено наличие на пойме Жеребца, немного южнее Ямполовки, и у Терны следов недавно существовавших здесь соленых озер в виде блюдцеобразных понижений, покрытых с поверхности выцветами или тоненькой коркой каменной соли и заросших солеросом *Solicornia herbacea* L. Соленое озерцо и сейчас находится в окрестностях Ямполовки.

Четвертичные отложения

Четвертичные отложения северо-восточной части УССР специально изучались П. К. Заморием (4). Этот исследователь приводит три разреза четвертичных образований исследованной нами территории: 1) разрез дюны на южном конце с. Дробышева мощностью в 3.20 м; 2) описание силосной ямы глубиной 3.35 м и 3) описание скважины у могилы Орлова глубиной 17 м.

П. К. Заморий здесь различает следующие террасы Донца: 1) луговую (пойму), 2) первую надлуговую (песчаную), 3) вторую надлуговую (однолессовую) и 4) третью надлуговую или древнейшую (двухлессовую). Этим, пожалуй, и исчерпывается прежний фактический материал по четвертичной толще рассматриваемого района.

Мы здесь ограничимся только несколькими наиболее характерными разрезами.

Разрез четвертичной толщи Иванковской ступени дает скважина, заложенная на северном конце с. Варваровки. Высота местности несколько севернее скважины — 179.7 м. Разрез этой скважины:

Описание пород	Глубина от поверхности (основн. слоя)	Мощность, м	Возраст
1. Почва	0.50	0.50	Современный
2. Светложелтый лессовидный суглинок с прожилками карбонатов	4.10	3.60	Вюрм
3. Серовато-коричневый гумуссированный суглинок с включениями карбонатов и с кристалликами гипса (ископаемая почва I)	5.00	0.90	Рисс-вюрм
4. Желтый лессовидный суглинок с включениями карбонатов и мелкими друзами гипса. Под ископаемой почвой этот горизонт обогащен карбонатами и здесь встречаются темные пятна	11.00	6.00	Рисс
5. Темнокоричневый гумуссированный суглинок с включениями карбонатов, которые сосредоточиваются в основании этого горизонта (ископаемая почва II)	14.70	3.70	Миндель-рисс
6. Желтовато-бурый с оттенками коричневого цвета лессовидный суглинок	18.00	3.30	Миндель
7. Красно-бурые с коричневыми оттенками суглинки, богатые карбонатными стяжениями, образующие в основании горизонта целый прослой. Книзу они краснеют, становятся более песчаными и сильно водоносными	28.00	10.00	Верхний плиоцен

Согласно анализа, произведенного в лаборатории Института геологии ХГУ, в образцах ископаемых почв из этой скважины содержатся:

	Гумуса, %	Воды, %	Потеря при прокаливании
Ископаемая почва I (Рисс-вюрм)	0.75	4.22	7.97
Ископаемая почва II (Миндель-рисс):			
a) верхняя часть горизонта	0.51	7.08	7.59
b) средняя » »	0.62	6.84	7.46
c) нижняя »	0.53	7.24	7.77

В близлежащих обнажениях красно-бурые суглинки, отделяясь резкой границей, налегают на пестрые плиоценовые глины.

Древнейшая четвертичная терраса Донца — трехлессовая (миндельская) сложена вюрмскими, рисскими и миндельскими лессовидными суглинками, разделенными рисс-вюрмской и миндель-рисской ископаемыми почвами; эти суглинки подстилаются миндельскими аллювиальными песками.

Следующий разрез характеризует эту террасу: 0.5 км к северу от х. Среднего (басс. р. Нетриуса), в овражке, имеющем в плане сердцевидную форму, обнажаются:

	Мощность, м	Возраст
1. Почва	0.40	Современный
2. Светложелтый лессовидный суглинок с карбонатными прожилками и темными кротовинами	2.50	Вюрм
3. Темнокоричневый пористый гумуссированный суглинок с карбонатными прожилками (ископаемая почва I)	0.75—1.00	Рисс-вюрм
4. Темножелтый лессовидный суглинок, обогащенный карбонатами с темными кротовинами	1.50	Рисс
5. Темнокоричневый, сильно гумуссированный суглинок с прожилками карбонатов (ископаемая почва II)	0.80—1.30	Миндель-рисс
6. Буроватожелтый лессовидный суглинок со скоплениями карбонатов и темными кротовинами (выполненными ископаемой почвой)	2.50	Миндель
7. Коричнево-желтые средне- и мелкозернистые пески	7.00 (видимая)	Миндель

Приведенный разрез прослеживается и в овражках выше этого обнажения.

Нижележащая двухлессовая (рисская) терраса Донца сложена вюрмскими и рисскими лессовидными суглинками, разделенными рисс-вюрмской ископаемой почвой; суглинки подстилаются рисскими аллювиальными песками.

Разрезы этой террасы имеются в окрестностях Новоселовки (басс. Нетриуса).

Однолессовая (палео-вюрмская) терраса Донца сложена вюрмским лессовидным суглинком и вюрмскими аллювиальными песками. В южной части с. Дробышева (басс. Нетриуса) ее осадки вскрыты неглубокими ямами и шурфами.

Наиболее полный разрез песчаной или боровой (нео-вюрмской) террасы Донца дает скважина, заложенная для водоснабжения в пос. Красный Лиман (возле базара). Отметка абсолютной высоты у скважины — 104.47 м.

	Глубина от поверхности	Мощность, м
1. Серовато-желтый мелкозернистый песок	0.00—0.80	0.80
2. Серовато-желтый разнозернистый песок с угловатыми зернами кварца и гравия; водоносный	0.80—3.10	2.30
3. Зеленоватый глинистый песок с охристыми прослойками и пятнами; песок сцементирован	3.10—4.60	1.50
4. Серый мелкозернистый песок с мелкими обломками кварца; водоносный	4.60—6.10	1.50
5. Темносерый суглинок, содержащий в изобилии обломки мелких раковин и известковых включений (пресноводный мергель)	6.10—17.10	11.00
6. Зеленовато-серый мергель с охристыми прослойками	17.10—20.10	3.00
7. Желтовато-серый мелкозернистый песок, слабоглинистый, с мелкими обломками кварца и полевого шпата; водоносный	20.10—24.80	4.70
8. Грязносерая песчано-глинистая порода с кусками мела и обломками кремней	24.80—25.20	0.40
9. Белый пишущий мел, сильно водоносный	25.20—60.00	34.80

Как показывает этот разрез, на размытой поверхности мела залегает толща аллювия мощностью в 25.20 м. Возможно, что здесь залегают отложения не одного возраста.

Среди дюн песчаной террасы встречаются ископаемые почвы. Например, около 300 м к северо-востоку от ст. Красный Лиман (вокзал) в ж.-д. выемке (которая прорезала дюну) обнажаются:

1. Светложелтый мелкозернистый кварцевый диагонально-слоистый песок с прослойками более крупнозернистого песка. Мощность — 3.00 м.

2. Коричневато-черный гумуссированный песок (ископаемая почва). Этот песок постепенно переходит в нижележащий (поверхность перехода неровная). Мощность — 0.20—0.30 м.

3. Серый мелкозернистый песок. Мощность — 2.00 м.

В нескольких шурфах, заложенных нами совместно с археологом Н. В. Сибилевым в дюнных песках с. Яремовки и юго-западнее с. Дробышева (оз. Подпесочное), обнаружены ископаемые почвы. Для установления возраста этих почв имеет значение приуроченность к ним микролитических стоянок (орудия, кости, обломки раковин *Unio*).

Пойма, или луговая (современная) терраса, Донца, согласно разрезам буровых скважин Мелиотреста, сложена темно- и синевато-серыми илисто-глинистыми, суглинистыми и песчанистыми осадками с прослойками торфа. Мощность аллювия местами достигает 15—17 м. Образования этой террасы в окрестностях с. Банного залегают в зависимости от тектоники коренных пород на верхнемеловых мергелях, нижнемеловых — верхнеюрских пестроцветах и даже на верхнеюрских известняках.

Итак, в пределах рассматриваемого района на левобережьи Донца четко выделяются в рельефе (и по своему строению) следующие ступени:

П л а т о (и его пониженная часть — Иванковская ступень), в строении которого участвуют миндельские, рисские и вюрмские лессовидные суглинки, отделенные друг от друга миндель-рисской и рисс-вюрмской ископаемыми почвами.

Т р е х л е с с о в а я т е р р а с а — сложена доминдельскими и миндельскими аллювиальными песками, на которые налегают те же по возрасту суглинки и ископаемые почвы, что и на плато.

Д в у х л е с с о в а я т е р р а с а — сложена аллювиальными песками, выше которых залегают рисские и вюрмские лессовидные суглинки, разделенные рисс-вюрмской ископаемой почвой.

О д н о л е с с о в а я т е р р а с а — сложена палео-вюрмскими песками и нео-вюрмскими суглинками.

Б о р о в а я (песчаная) терраса.

П о й м а, или л у г о в а я т е р р а с а.

После сформирования боровой террасы лессообразования уже больше не происходило. Развевание песков этой террасы, после обнажения их на поверхность (и нагромождение их в виде кучугур или дюн), сменилось перерывом, во время которого и образовалась почва, обнаруженная в погребенном виде (см. выше). С временем накопления этой почвы должно быть, связано поселение человека на песках боровой террасы, на что указывает нахождение среди этого горизонта остатков микролитических стоянок.

В заключение считаем важным несколько подробнее остановиться на следующем вопросе.

В классических работах по геологии северо-западной окраины Донбасса, в особенности для рассматриваемого района, отмечается, что в этой территории, наряду с типично развитыми ярусами палеогена, имеются соответствующие им мелководные образования (1, 2, 3, 5).

Вполне резонно полагали, что наличие этих образований свидетельствует о том, что «вдоль всей страны с СЗ на ЮВ (отметим, что здесь и Донец течет в этом направлении, что важно для понимания нижеизложенных фактов.—*И. Л.*) тянется в это время высокая гряда безусловно тектонического происхождения» (2, стр. 342). Ход процесса рисовался таким образом: «что касается упомянутой древней гряды, то она долгое время остается сушей, в то время как окружающая более низкая область давно уже покрыта морем; и когда море, наконец, захватывает и ее, то все же оно останется в ее области сравнительно мелководным и отлагает здесь совершенно иные осадки, чем в окружающих, более глубоких своих частях» (2, стр. 342).

В связи с проблемой нефте-газоносности северных окраин Донбасса, затронутый вопрос приобретает весьма актуальное значение.

В пределах рассмотренного района установлено, что к этим прибрежным отложениям ошибочно отнесены описанные в этой статье аллювиальные отложения высоких (лессовых) террас р. Донца. Более того, отметим, что среди «палеогеновых» отложений к северу от с. Лиман были обнаружены четвертичные пресноводные моллюски (*Bithynia leaci* Sheppard, *Paraspira leucostoma* Millet, *Valvata pulchella* Studer и др.). К северу от Кременной в балке Водяной можно наблюдать, как (описанные Б. К. Лихаревым, 5) «палеогеновые» пески налегают с резким перерывом на красно-бурые суглинки. Таких примеров можно было привести не мало.

Отметим, что и за пределами исследованного района наблюдается местами аналогичная картина. Как указано в работе А. Д. Архангельского и его сотрудников, «на Петровском куполе пески, отнесенные Борисяком к прибрежным третичным отложениям, являются, повидимому, древнеаллювиальными, так как они, повидимому, подстилаются покровными суглинками с известковистыми стяжениями и, кроме того, в песчано-глинистых пропластках в толще песков были найдены *Vivipara* sp., а в самих песках — обломки зуба *Elephas* sp.» (1, стр. 166) [1].

Приведенный случай, кажется, еще раз свидетельствует о необходимости детального знания четвертичного покрова для решения ряда вопросов, связанных с геологией северных окраин Донбасса, к которым привлечены сейчас взоры многих исследователей.

I. J. LAPKIN

THE RELIEF AND QUATERNARY DEPOSITS OF THE TERRITORY ON THE LEFT BANK OF THE RIVER DONETZ, BETWEEN THE RIWERS OSKOL AND KRASNAIA

Summary

The paper contains a description of the land sculpture and Quaternary deposits on the left bank of the Donetz river, between the Oskol and Krasnaia rivers.

On the basis of his observations the author establishes in this region the following Quaternary terraces of the Donetz river:

1. Flood-plain — contemporary one;
2. Neo-Wurmian terrace — Sandy one;
3. Palaeo-Wurmian terrace with one layer of loess;

[1] Мы вовсе не отрицаем действительного наличия мелководных фаций палеогена на северных окраинах Донбасса (об этом будет подробно сказано в подготовляемой к печати, совместно с проф. Л. И. Карякиным, другой статье).

4. Rissian terrace with two layers of loess;
5. Mindelian terrace with three layers of loess.

The deposits of the loess terraces have formerly been assumed to be the shallow water facies of the Lower Tertiary. Besides, the author describes the structure of the plateau (its lowered part — or Ivankovskaia area).

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Преображенский Н. А., Некрасов Е. П. Общие результаты геологических исследований по северо-западной окраине Донецкого бассейна в 1923 г. Тр. КМА, вып. 5, 1924.
2. Борисяк А. Геологический очерк Изюмского уезда. Тр. Геол. ком., серия нов., вып. 3, 1905.
3. Борисяк А. и Яковлев Н. Геологическая карта Северо-западной окраины Донецкого кряжа. Тр. Геол. ком., серия нов., вып. 153, 1916.
4. Заморий П. К. Четвертинни поклади на півничо схидной частини УССР. «Четверт. період», вып. 9, УАН, 1935.
5. Лихарев Б. К. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 61-й. Тр. Геол. ком., серия нов., вып. 161, 1928.
6. Наваренко Д. П. Нови дани про тераси басейну р. Динця вид Вовчанська до Ізюма. Учен. зап. ХГУ, № 8—9, 1937.
7. Соболев Д. Н. Неогеновые террасы Украины. Зап. Ин-та геологии ХГУ, т. VI, 1938.

Н. П. НИКОЛАЕВ

О ВОЗРАСТЕ РЕЛЬЕФА ГОРНОГО КРЫМА

В работе, написанной совместно с М. В. Муратовым (1, 2) на основании изучения четвертичных отложений и геоморфологии горного Крыма, было выяснено строение речных долин и намечены основные черты развития этой горной страны. Вкратце эти выводы сводились к следующей схеме.

Прежде всего было установлено, что формирование рельефа современного горного Крыма было связано с эпейрогеническими поднятиями, которые оставили следы в виде речных террас, так хорошо развитых на всех реках. Основной вывод в отношении возраста рельефа горного Крыма, к которому мы пришли, заключался в признании его молодости — мы считали рельеф полностью четвертичным. Нам рисовалась такая картина его формирования.

В эпоху отложения верхне-плиоценовых пород, которые связаны с самой высокой террасой и характеризуются остатками фауны *Mastodon arvernensis* и *Hipparion gracile*, рельеф Южного Крыма мало напоминал современный. В то время высокие яйлинские вершины, как Ай-Петринская, Бебучан-яйла, южное плато Чатырдага, Демерджи и Каратау на Караби-яйле, образовали невысокую гряду, повидимому, продолжавшуюся далеко к югу в область современного Черного моря. С севера к ней примыкала обширная наклонная равнина (типа пьедмонт), которая была покрыта галечниками и глинами, аккумулировавшимися на древней (нижне-плиоценовой или сарматской) поверхности.

Последующие крупные поднятия на границе плиоценового и четвертичного времени привели к глубокой эрозии описанной поверхности и положили начало формированию современных элементов рельефа горного Крыма. В это время наметились основные речные долины и их притоки и начали оформляться три горные гряды Крыма. В прилегающих впадинах (Азовской, Алминской, Черноморской) эти поднятия сопровождались опусканиями. Таким образом, современный рельеф горного Крыма зародился в доминдельское и миндельское время. Последующие замедления поднятия, которые сменялись иногда опусканиями или новыми энергичными поднятиями, приводили то к усилению эрозионной деятельности, то к ее замедлению и накоплению обломочного аллювиального материала. Этими молодыми движениями земной коры и объяснялись нами все формы рельефа современного горного Крыма.

В течение лета 1939 г. мне удалось совершить несколько экскурсий в районе рр. Качи, Алмы и Салгира. Собранный материал позволяет несколько изменить и дополнить нарисованную выше картину.

Интересные факты были отмечены в бассейне р. Бодрак, притоке р. Алмы. В верховьях этой реки на левом берегу, выше с. Мангуш, на западной оконечности г. Сель-Бухра, носящей название г. Присяжной, были обнаружены галечники. Верхняя часть горы имеет сравнительно незначительную площадь и представляет собой слабо-

волнистую поверхность. В высыпках, которые начинаются почти от дороги из Мангуша на Биасалу, наблюдается большое количество гальки, состоящей из пород яйлинских — верхне-юрских мраморизированных известняков, имеющих различную окраску: коричневую, серую, розовую; туфогенных песчаников (средняя юра); эффузивных пород типа липаритов; диоритов; средне-юрских песчаников; альбских известняков; кварцевой гальки; пород таврической формации, агломератов и т. д. Среди этих пород встречаются также известняки, очень близко напоминающие известняки пермо-карбона, встречающиеся в виде экзотических глыб в бассейне р. Бодрак.

Галька имеет хорошую окатку (за исключением тех пород, которые развиты поблизости отложения нижнего мела). Размеры галек разнообразные и достигают в среднем в диаметре 10—15—20 см. Нередко на поверхности встречаются валуны (яйлинские известняки, известняки пермо-карбона), достигающие до 1—1.5 м в диаметре. Мощность слоя галечников можно определить в среднем в 10—15 м.

Все приведенные данные указывают, что мы на г. Присяжной имеем останец — отдельный клочок террасы.

Рассматривая строение долины р. Бодрак в районе д. Русский Бодрак, можно убедиться в том, что в ней развиты, будучи связанными с современной гидрографической сетью, три надпойменных террасы.

Наиболее высокая из них, останцы которой сохранились в нижней части деревни на правом берегу р. Бодрак, имеет высоту над дном реки до 65 м, что позволяет ее сопоставлять с III надпойменной террасой.

Описанный останец террасы на г. Присяжной располагается над дном долины р. Бодрак очень высоко (до 250 м) и, повидимому, с современной гидрографической сетью связь имеет весьма малую.

Прослеживая указанные террасы р. Бодрак вниз по течению до бассейна Алмы, можно убедиться в том, что III надпойменная терраса р. Бодрак соответствует III надпойменной террасе р. Алмы, которую мы относим к миндельскому времени (1, 2).

Выше нее там наблюдается только уступ, слагающий собой высоты третьей гряды Крымских гор и представляющий верхне-плиоценовую террасу.

Естественно предположить, что и на г. Присяжной мы имеем останец террасы древнее миндельской, т. е. верхне-плиоценового времени.

На правом берегу р. Бодрак, на водоразделе с р. Алмой, покрытом лесной растительностью, встречаются очень редкие гальки яйлинских известняков, имеющих хорошую окатку и диаметр до 10—15 см.

Второй факт, который интересно отметить, заключается в обнаружении остатков высокой террасы перед прорывом долиной р. Качи датских известняков.

На левом берегу выше д. Пычки, на склоне водораздела между рр. Бельбек и Кача, были обнаружены сильно размытые остатки террасы. На высоте около 160—180 м под дном р. Качи была встречена в большом количестве галька яйлинских известняков, песчаников, кварцевая галька, галька магматических пород и др. Галька преимущественно среднего размера — диаметром до 5—10—15 см, хорошо окатанная.

В районе с. Пычки можно наблюдать останцы всех трех надпойменных террас. Две из них, нижние, сохранились в виде очень небольших участочков, прислоненных к крутому правому склону долины, где они нацело оказываются перекрытыми отложениями осыпей и обвалов. Морфологически, поэтому, они совершенно не выделяются. В свежих же выемках дороги, соединяющей Бешуйское месторождение каменного угля с железной дорогой, они хорошо выделяются слоем мощностью более 1 м типичных аллювиальных галечников.

Высокая III надпойменная терраса сохранилась в виде нескольких небольших останцев на левом берегу, образуя так называемое урочище Узунлар.

Все три террасы нетрудно сопоставить с террасами, прекрасно развитыми по долине р. Качи, ниже прорыва ею монтско-датской квесты. На участке между второй и третьей грядой Крымских гор хорошо выражен весь комплекс террас.

Нетрудно сделать вывод, что три уровня террас ниже прорыва отвечают аналогичным уровням выше в районе с. Пычки.

Таким образом, остатки самой высокой обнаруженной вновь террасы можно считать или за самостоятельный уровень или сопоставлять с плиоценовой террасой, прекрасно развитой ниже по течению.

Нам представляется, что последнее предположение более отвечает наблюдаемым фактам.

Таким образом, в момент формирования плиоценовой террасы вторая гряда Крымских гор уже существовала и предгорная равнина была уже не столь широкой, как это рисовалось ранее мне и М. В. Муратову. Она простиралась, повидимому, только до пределов современной второй гряды Крымских гор. Последняя была прорезана плиоценовыми потоками. В местах прорыва долины того времени были значительно у́же, чем на участках выше по течению, где они расширялись.

По всей вероятности, все крупные современные долины горного Крыма зародились еще в верхне-плиоценовое время, и в то время существовали отвечающие им ложбины стока. Нам представляется, что высота современной второй гряды была значительной, но положение ее было несколько иным: вне всякого сомнения, что выходы монтско-датских известняков и нуммулитовых известняков в то время распространялись значительно далее по направлению к Яйле, нежели в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Муратов М. В. и Николаев Н. И. Террасы горного Крыма. Бюлл. МОИП, Отд. геологии, 1939.
2. Муратов М. В. и Николаев Н. И. Четвертичные отложения горного Крыма (рукопись, фонд МГРИ, 1939).
3. Муратов М. В. и Николаев Н. И. Четвертичная история и развитие рельефа горного Крыма. Уч. Зап. МГУ, вып. 48, 1941.

Е. И. БЕЛЯЕВА

О НАХОДКЕ ОСТАТКОВ МАМОНТА В ФЕРГАНСКОЙ ДОЛИНЕ

Из новых находок последнего времени по ископаемым млекопитающим Средней Азии следует отметить остатки слона, найденные в Ферганской долине летом 1943 г. на территории Киргизской ССР.

Эта находка, несмотря на фрагментарность и окатанность остатков, заслуживает внимания, так как наши познания об ископаемых млекопитающих Киргизии чрезвычайно скудны. Пока они ограничиваются данными П. А. Грюше (1940) о находке *Rhinoceros tichorhinus* в долине р. Джарголан; указаниями Р. Ф. Геккера о нахождении в районе Серафимовки остатков третичных млекопитающих гиппарионовой фауны, полученных в 1942 г. экспедицией Академии Наук СССР, и сообщением (устным) Н. О. Бурчак-Абрамовича и Р. Ф. Геккера о скоплении остатков постплиоценовых млекопитающих в окрестностях г. Токмака, обнаруженных в 1943 г. в овраге около старого города Баласачунс.

Переданные нам начальником Караалминской геологической партии А. М. Обут остатки происходят из верховьев р. Б. Утака Джалалабадского района и представляют два обломка задней половины верхнечелюстного зуба слона. Размеры фрагментов указывают, что зуб имеет высокую, но узкую коронку. Так, наибольшая высота у первой сохранившейся пластинки 17.0 см, наименьшая — 9.3 см у последней. Наибольшая ширина передней пластинки 7.05 см, у последней — 6.15 см. Наибольшая длина обоих фрагментов — 18.0 см. Число сохранившихся исключительно нестертых пластинок, равное 13, говорит о высокой формуле общего числа пластин зуба; последняя, возможно, выражалась в пределах 26—30. Это, а также крупные размеры коронки, позволяют предполагать о принадлежности обломков одному из последних зубов.

Порядок зуба установить несколько затруднительно, так как не сохранилась последняя пластинка, но весьма вероятно, что фрагменты принадлежат последнему коренному зубу.

О характере пластин на жевательной поверхности можно судить по поперечному распилу переднего обломка. На плоскости распила, имеющего длину 7.05 см, наблюдается $4^1/_2$ нешироких, близко расположенных друг к другу, прямоугольных эмалевых ленты. Центральные округлые вздутия, ясно обрисовывающиеся на передних трех пластинках, определяют отношение средней и боковых частей пластинок по типу laterale lammelare mediane annulare (lat. lam. med. ann.). На четвертой пластинке центральное вздутие выражено неполно, так как между боковой и средней частями пластинки имеется пережим, но тип соотношения lat. lam. med. ann. остается так же, как и на предыдущих пластинках. От пятой не вполне сохранившейся пластинки имеются только часть передней и задней стенок. Частота пластинки довольно высокая. Она выражается 8 пластинками и 7 межпластинными расстояниями на 10 см. [1] Средняя толщина пластинки равна по середине 1.1 см, по краям — 0.75 см и 1.1 см. Средние размеры межпластинных расстояний равны 0.5 см и 0.58 см по краям и 0.17 см по середине.

Эмаль тонкая (0.175 см), мелкоплойчатая. Корневая система не сохранилась. Наибольшая окатанность зуба на нижней стороне коронки.

Таким образом, фрагмент зуба *Elephas* из Ферганской долины характеризуется высокой, узкой коронкой, большим числом нешироких, близко расположенных пластин, тонкой, мелкоплойчатой эмалью, фигурами истирания типа lat. lam. med. ann., частотой пластин 8 пл. + 7 м. п. на 10 см.

Эти признаки, кроме узости коронки, свойственны зубам мамонта, и они позволяют отнести ферганскую находку к *Elephas primigenius* Bl. Среди постплиоценовых слонов узкая коронка наблюдается на зубах *Elephas antiquus* Falc., с которыми, однако, мы не можем отождествить наши остатки, так как этому противоречит строение пластин, имеющих габитус типа мамонтовых зубов. Отмеченная небольшая ширина у ферганского зуба может быть объяснена, с одной стороны, тем, что мы имеем дело с задней, вообще наиболее узкой, частью коронки, с другой — половыми особенностями.

К сожалению, мы не располагали сравнительным материалом по ископаемым слонам Киргизии, с которыми можно было бы сопоставить ферганскую находку. Зуб слона, хранящийся в Музее национальной культуры г. Фрунзе, остался для нас недоступным.

Что же касается зубов, найденных на р. Или в районе Калканских гор в Казахстане (Е. И. Беляева, 1942) и на р. Узбое в Туркмении (Федоров, 1943), то также не представляется возможным отождествлять наши

[1] Измерено по боковой стороне зуба.

фрагменты с этими зубами, которые по своему строению приближаются больше к типу зубов слона-трогонтерия. Еще менее возможным является сближение с ходжентским зубом *El.* cf. *meridionalis* Nesti (Беляева, 1936), у которого еще сильнее выражены примитивные черты строения (низкая коронка, толстая эмаль, широкие пластинки и т. д.).

Ферганская находка, несмотря на скудость полученных остатков, является очень интересным фактом, отмечающим новые данные палеофаунистического и палеогеографического характера в нашей палеомаммалогии. Эта находка регистрирует новую точку местонахождения остатков постплиоценовых млекопитающих на территории Киргизской республики и, в частности, остатков хоботных; она отмечает наиболее южное распространение мамонта, одновременно указывая, что в состав постплиоценовой фауны млекопитающих Киргизии входил *Elephas primigenius* Bl. Эта находка позволяет надеяться на получение новых данных, которые позволят подойти к освещению очень интересных, но еще не изученных для наших южных среднеазиатских областей вопросов, как по истории ископаемых фаун, так и по отдельным группам животных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляева Е. И. О находке остатков слона в долине р. Или (рукопись). 1942.
2. Беляева Е. И. О находке *Elephas* в Таджикистане. Тр. ПИН, т. 5, 1936.
3. Геккер Р. Ф. Отчет о работе Палеоэкологической экспедиции в Северной Киргизии в 1942 г. (рукопись).
4. Федоров П. З. Находка скелета мамонта в низовьях Узбоя (рукопись). 1943.

Н. Н. СОКОЛОВ и Ю. В. ТРОШНЕВ

ОБ ОТТОРЖЕНЦЕ СЕРПУХОВСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ СРЕДИ ПОЛОСЫ ДЕВОНА ПО р. РОБЬЯ СОРОКОПЕННА (ПРИТОК р. ЛОВАТЬ)

Летом 1932 г. безвременно скончавшийся талантливый молодой геолог и палеонтолог Ю. В. Трошнев, который работал под моим руководством по съемке 42 листа, сделал поразительное открытие. Он натолкнулся неожиданно на притоке р. Ловать Робья Сорокопенна (в полосе девонских отложений) на выходы каменноугольных известняков серпуховского яруса с обильной типичной фауной (последняя определена Ю. В. Трошневым и просматривалась проф. М. Э. Янишевским). Выходы эти находятся почти в 100 км к западу от границы серпуховских известняков (они отмечены на новой миллионной геологической карте, по данным Трошнева).

Приведу краткое описание этого разреза.

Левый берег р. Робья, у мельницы, в 1.5 км выше д. Сорокопенна.

Мощность 1.05 м: неоднородный по механич. составу песок, с гравием, галькой и валунами, с линзами до 15 см толщиной валунного суглинка.

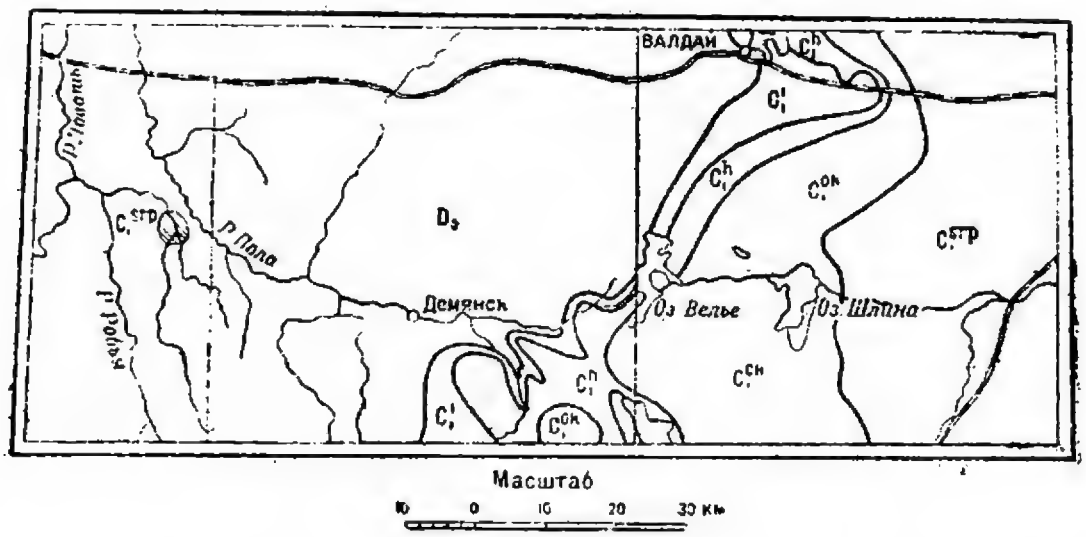
0.50 м: красно-бурый валунный суглинок.

» 8 м: сильно трещиноватый известняк, частью выветрелый (в порошок), с обильной фауной серпуховского яруса (*Gigantella latissima*, *Gigantella* ex. *gr. striatosulcata*, *Productus crasso — cristatus*?, *Athyris ambigua*, членики стеблей *Pelmatozoa*, *Bryozoa*).

По литологическому характеру и по фауне известняки подобны известнякам из разреза на р. Мсте, ниже д. Малый Порог.

Известняки видны на протяжении около 250 м (они были обнаружены и выше по течению, в 1 км от описанного разреза).

Таким образом, к известным ранее выходам — «островам» среди Приильменской низины (южнее оз. Ильменя), по рр. Ловать, Полисть и Порусье, кембрия и силура, посреди обширного поля верхне-девонских пестроцветных отложений, прибавился еще «остров» карбона.



Схематическая геологическая карта района выхода серпуховских известняков в бассейне р. Робья Сорокопенна

Обозначения: D_3 — Верхняя пестроцветная свита

C_1^l — Лихвинская свита нижнего карбона

C_1^h — Угленосная толща

C_1^{ok} — Окская свита нижнего карбона

C_1^{srp} — Серпуховская свита нижнего карбона

— Место выходов серпуховских известняков

Примечание: Границы свит карбона нанесены по данным В. А. Котлукова.

Мы имеем дело здесь, несомненно, с «отторженцем», принесенным ледником. Надо думать, судя по плоскому рельефу местности, что это произошло не во время последнего оледенения, а ранее, когда здесь возникли краевые ледниковые образования: теперь же от них уцелели лишь «корешки». Труднее сказать что-либо определенное о пути, проделанном глыбой (т. е., из какой местности она была принесена): близлежащие районы Валдайской возвышенности вряд ли «подходят», так как в таком случае надо предполагать движение льда с востока. Вероятнее всего, глыба принесена издалека, из северных районов, возможно, от Онежского озера (ср. перенос глыб кембро-силура с южного побережья Ладожского озера).

Как указано, «острова» экзотических коренных пород среди девона правильнее рассматривать, повидимому, как отторженцы, входившие в состав древних конечных морен. Последние были разрушены при последующих надвиганиях ледника в последнюю ледниковую эпоху, почему они и не выражены сейчас в рельефе (морена последнего оледенения образует в низине маломощный пласт, мощностью не более 4 м).

G. ERDTMANN. An introduction to pollen analysis. 1943, Walthem, Mass., U.S.A. Стр. XV+239

Изучение ископаемой пыльцы стало за последнюю четверть века самостоятельной отраслью палеоботаники и четвертичной геологии. Число отдельных исследователей и целых лабораторий, изучающих ископаемую пыльцу, непрерывно возрастает, а специальная литература содержит уже свыше 1500 названий. Все это, вместе взятое, делало все более нужным появление обобщающего сочинения, посвященного пыльцевому методу и главнейшим результатам его применения.

В таком плане и задумано «Введение в пыльцевой анализ», недавно изданная в США монография Г. Эрдтманна (шведского ученого, много работавшего в Англии, а в последние годы в США).

Книга содержит 18 п. л. текста, списки литературы, указатели и много иллюстраций. Она открывается изложением истории пыльцевого метода и отмечает, наравне с заслугами Л. фон Поста, признанного родоначальника пыльцевого метода, предложившего его применение в 1916 г., имена его предшественников: Фрю (1885), Вебера, Гольста, Лагерхейма («идейный отец современного пыльцевого анализа»).

Далее рассматривается химизм торфяных болот, методы сбора и приготовления препаратов для пыльцевого анализа (специальные указания о сборе образцов льда, песка, глин, бурого угля). В отдельной главе даются общие указания о морфологии пыльцы и спор, а затем, на протяжении 5 глав, описывается пыльца отдельных семейств (всего около 90 семейств) и дается ее изображение. Далее следует обзор методов графического изображения результатов пыльцевого анализа (диаграммы, изолинии равного распространения пыльцы и т. д.), обзор палеоклиматологического, геологического и археологического значения метода. Дается оценка продукции пыльцы различными породами, скорости их осаждения и дальности разноса ветром. Рассматриваются методы сбора образцов с поверхности (для контроля пыльцевого метода), методы установления содержания пыльцы в торфе и условий ее сохранения и разрушения, а также дается краткий обзор сделанного в разных (32-х!) странах.

Заключительная глава посвящена третичной пыльце и спорам.

Книга написана суховатым языком и чрезвычайно насыщена фактами. Она стремится не только к тому, чтобы охарактеризовать тот или иной вопрос в общих чертах, но и по возможности подробно ввести читателя в курс дела.

В книге не обошлось и без пропусков — за счет советской литературы (не учтены наши работы по методике пыльцевого анализа).

К. К. Марков

M. SAURAMO. The mode of Land upheaval in Fennoscandia during Late Quaternary Time. Fennia, 66, № 2, 1939

Работа М. Саурамо одного из крупнейших знатоков четвертичного периода Финляндии посвящена рассмотрению главнейших результатов исследования поздне- и послеледниковых движений Финляндии, полученных при детальном изучении около 400 профилей, охватывающих пространство между современным берегом моря и наивысшей границей водной абразии в южной и западной Финляндии.

После краткой характеристики применявшейся методики исследований автор перечисляет пятнадцать точно установленных им послеледниковых и пятнадцать позднеледниковых абразионных уровней Финляндии.

Разбирая основные черты хода изобаз позднеледникового поднятия южной Финляндии, автор приводит для сравнения карточку той же территории, составленную Куккамяки, с показанием изобаз поднятия за последние 40 лет. Эта карточка, составленная на основании повторных прецизионных нивелировок, дает исключительно интересную картину вековых движений южной Финляндии, обнаруживающих сравнительно быстрые темпы поднятия, достигающие в районе Хельсинки 9.5 мм, а к северу от Турку 15 мм в столетие.

Это поднятие значительно превышает средние темпы поднятия страны за последние 12 000 лет.

Указанный факт, повидимому, может быть объяснен в соответствии с воззрениями Р. Виттинга, рассматривающего неравномерные движения отдельных участков Фенноскандии как результат поднятия мозаически раздробленной глыбы, отдельные части которой смещаются скачкообразно, часто резко отличаясь характером движения от движений соседних глыб. Однако большая часть этих разрозненных движений через некоторое время компенсирует друг друга, создавая эффект известного сводообразного поднятия Фенноскандии.

Однако эти компенсационные движения в некоторых зонах не поддаются полному выравниванию и сохраняют свой индивидуальный характер на протяжении тысячелетий.

Сводя последние материалы по системе древних береговых линий Финляндии и вводя поправки в ранее опубликованные схемы, автор выделяет на территории Фенноскандии области аномальных движений, которые имеют вид узких полос, ориентированных, в основных чертах, параллельно линиям конечных морен Сальпаусселькe. В пределах указанных зон, названных автором шарнирными линиями (hinge - line), наблюдается резкое, скачкообразное изменение градиента поднятия, выражающееся на эпейрогеническом спектре резким изломом отдельных линий.

Подробно останавливаясь на разборе финигляциальной шарнирной линии, проходящей к северу от внутренней Сальпаусселькe, автор устанавливает, что значительное перекашивание последней, в соответствии с геохронологическими исследованиями, должно было произойти в относительно короткий промежуток времени, не превышающий 150 лет.

Установление темпов этого поднятия, происходившего во время стадии Rhabdonema в Балтике (Rha) и достигающего 40—50 м в столетие, позволяет сопоставить эти движения с эффектом значительного землетрясения и охарактеризовать конец ледникового периода Фенноскандии как время трансгрессии и необычайно сильных землетрясений.

Останавливаясь на изостатическом компенсационном движении земной коры в области Фенноскандии, автор отмечает, в основном, совпадение

очертаний эквицесс с ходом изобаз, хотя порой и наблюдаются некоторые местные уклонения от этого правила.

Последнее обстоятельство может служить доказательством того, что значительные деформации прибрежной зоны Финляндии имели место лишь после отступания льдов.

Кроме указанной выше финигляциальной шарнирной линии, существует еще одна зона деформаций, названная автором готигляциальной шарнирной линией, подтверждением чего служит скачкообразное изменение градиента поднятия изобазной поверхности первого Балтийского ледникового озера (B I), соответствующего линии *z* прежних схем (Саурамо, 1934) и совпадающего с началом стадии внешней Сальпаусселькe. На Карельском перешейке, где следы резких деформаций земной коры отмечались еще в ранних работах E. Хиппе (1933), северная граница перекошенной зоны проходила по краю ледникового языка, отмеченного линией конечных морен внешней Сальпаусселькe, а южная — через южную окраину Ладоги Невской депрессии, Эстонию и северную Латвию. При допущении продолжения готигляциальной шарнирной линии через Онежско-Ладожский водораздел и Онежское озеро становится понятным странный, на первый взгляд, ход изобаз юго-восточной Финляндии, имеющих вид расходящегося пучка с ветвями, идущими на северо- и юго-восток.

В свете этих данных находит простое объяснение не укладывавшиеся в прежние схемы финских геологов находки фауны морских моллюсков и морских диатомей в бассейне Сегозера и в других пунктах Онежско-Беломорского водораздела, обнаруженных советскими исследователями.

Анализ материалов по древним береговым линиям Швеции позволяет автору распространить установленные им фини- и готигляциальные шарнирные линии на территории Швеции, где первая из указанных линий может быть прослежена в зоне великих шведских озер, а вторая в юго-восточной Швеции (Скании).

Основываясь на изложенных данных, автор приходит к выводу о прерывистом характере поднятия Фенноскандии в позднее и послеледниковое время.

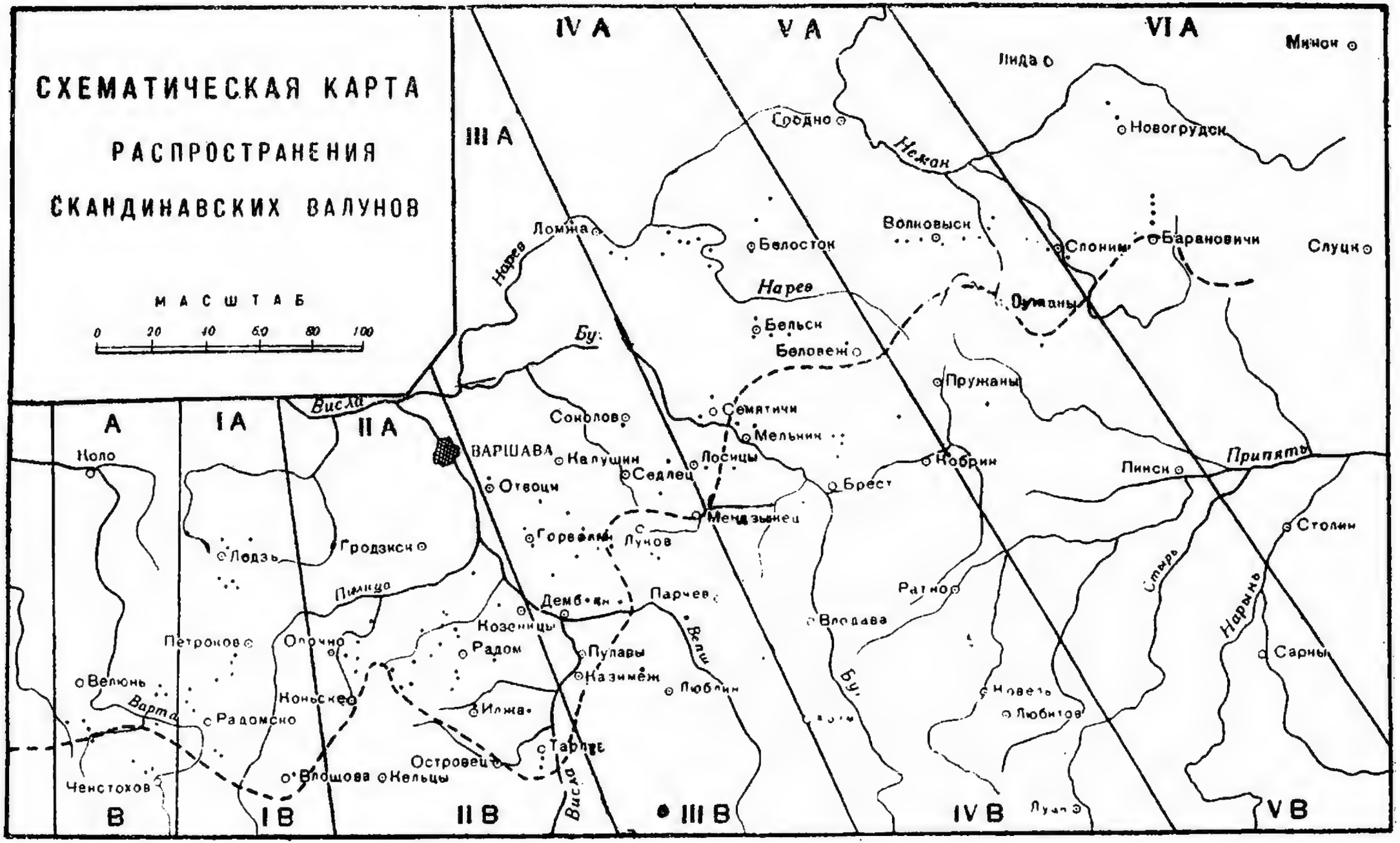
Сравнительно медленное поднятие земной коры временами сменялось более интенсивными, но кратковременными движениями, приуроченными к строго определенным зонам, которые в своих очертаниях хотя и отражают влияние очертаний отступающего ледникового края, но в то же время оказываются тесно связанными с региональными структурными элементами страны.

Б. З.

V. MILTHERS UND K. MILTHERS (Kopenhagen). Die Verteilung einiger wichtiger Skandinavischer Leitgeschiebe in einem Teile Polens. Panstwowy Instytut Geologiczny. Biul. 5, 1938, Warszawa, S. 1—26

Изучение распространения руководящих скандинавских валунов на территории Польши и Зап. Белоруссии было проделано авторами летом 1937 г. и являлось продолжением работ такого же характера, проведенных ранее одним из авторов в Дании, Германии и Прибалтике (В. Мильтерс, 1909, 1913, 1929, 1930, 1934, 1936).

В качестве руководящих рассматриваются две серии скандинавских валунов. К первой из них принадлежат валуны из Даларнэ в Швеции, состоящие из разнохарактерных, главным образом красных порфиров, кварцпорфиров и более редких порфиритов, среди которых особенно



южная граница распространения коричневых балтийских порфиров, соответствующая внешней границе вартской стадии оле-
денения пункты сбора валунов.
Карта составлена В. Мильтерс и К. Мильтерс

характерен так называемый Grönklittporphyrit с вкрапленностью зеленого цвета.

Валуны второй серии происходят с Аландских островов и из северной части дна Балтийского моря. Валуны с Аландских островов, представленные рапакиви, различными переходными формами от рапакиви к гранитам, красными гранитами, порфирами и кварцпорфирами, объединены под названием аландских валунов. Балтийские валуны состоят из красных и коричневых порфиров, развитых в Балтийском море (первые — юго-восточнее, а вторые—юго-западнее Аландских островов).

На прилагаемой карте вся изученная площадь разделена на отдельные отрезки (I—VI), для каждого из которых произведен подсчет собранных валунов (всего просмотрено более 20 000 руководящих валунов из 150 пунктов).

Прерывистая линия соответствует южной границе распространения валунов коричневых балтийских порфиров. На территории севернее этой границы (A) валуны коричневых порфиров развиты очень широко. К югу от нее (B) они встречаются лишь в единичных случаях.

В направлении с запада на восток отмечается определенная закономерность в изменении состава валунов. Валуны серии Даларнэ постепенно убывают к востоку, сменяясь аландскими и балтийскими. Количество валунов коричневых балтийских порфиров также резко уменьшается в восточном направлении за счет увеличения количества валунов красных балтийских порфиров. Это хорошо иллюстрируется прилагаемой таблицей, где валуны из Даларнэ обозначены буквой *d*, валуны красных балтийских порфиров — *a*, коричневых балтийских порфиров — *b* и аландские валуны — буквой *c* (см. таблицу). В работе даются, кроме того, подробные таблицы с точными подсчетами количества валунов различного состава для каждого из отдельных пунктов, обозначенных на карте черными точками.

Таблица распространения валунов на отдельных отрезках изученного пространства

	Велюнь—Ченстохов	I Лодзь—Радомск	II Варшава—Малополь	III Седельцы—Люблин	IV Белосток—Ковель	V Волковыск—Слоним	VI Слоним—Новогрудок	
							валуны с поверхности	галечники из ям
	%	%	%	%	%	%	%	%
	d/abc	*d/abc*	*d/abc*	*d/abc*	*d/abc*	*d/abc*	*d/abc*	*d/abc*
A	16/84		11/89	11/89	6/94	3/97	4/96	2/98
B	28/72	—	—	13/87	9/91	5/95	—	—
	d/b/a	*d/b/a*	*d/b/a*	*d/b/a*	*d/b/a*	*d/b/a*	*d/b/a*	*d/b/a*
A	60/20/11	64/19/17	51/27/22	48/19/33	37/21/42	29/6/65	31/6/63	8/1/91
B	85/1/14	—	—	64/0/36	61/1/38	45/3/52	—	—

Сбор валунов производился авторами, главным образом, непосредственно с поверхности, что дало основание считать эти валуны следами последнего для данной территории оледенения.

Граница распространения коричневых балтийских порфиров на протяжении около 1200 км от Альтмарка в Германии до Беловежа сопоставляется с внешней границей предпоследнего оледенения, известного в Германии под названием стадии Варта и обозначаемого польскими геологами индексом L_3.

На отрезке Беловеж — Барановичи, где количество валунов коричневых балтийских порфиров вообще резко уменьшается, граница их распространения (идущая, однако, несомненно южнее линии Волковыск—Слоним — Барановичи) дается условно. Она также соответствует данным Вольдштедта о распространении оледенения стадии Варта для этой области. Здесь, повидимому, близко уже восточное окончание веера рассеяния валунов коричневых порфиров, обусловленное удаленностью от места развития материнских пород. Нахождение многочисленных валунов коричневых балтийских порфиров много восточнее (исследования В. Мильтерс в окрестностях Вильно и северо-восточнее) объясняется авторами связью их в этом случае с более поздним, последним оледенением (L_4), уклонявшимся значительно больше к востоку.

И. К. Иванова

A. PENCK, Paläolitische und geologische Chronologie. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. 91, 1939.

Автор пишет, что за последнее 10-летие над установлением ледниковой хронологии работали совместно и геологи, и палеонтологи, и археологи.

Он критически разбирает выводы Обермайера, Якоби, Мортилье, Бехлера и других по этому вопросу.

Автор отмечает работы Бехлера, изучавшего стоянки пещерного медведя, где последний составляет свыше 90% от всех находок, причем замечается оттеснение всех видов одним (*Omnivore*), который, наконец, также дегенерирует, но не полностью вымирает, а встречается отдельными индивидуумами среди большого сообщества животных. Время господства пещерного медведя, по данным Бехлера, падает на последний межледниковый период. Это обстоятельство, по мнению автора, чрезвычайно важно для датировки многочисленных пещерных находок, которые до сего времени считались ледниковыми, так как пещерный медведь являлся, по Мортилье, членом «холодной фауны».

На высотах Альп пещерный медведь сообществует исключительно животным высоких Альп; на меньших высотах, но еще в Альпах, к нему присоединяется северный олень. Вне горной области в этой среде появляется носорог и, наконец, мамонт. В медвежьих пещерах, расположенных глубоко в горах, встречается, по Мортилье, вся «холодная фауна» вместе. Пенк указывает, что в пещерах Готенхере и Неинбургского озера вся эта «холодная фауна» перекрывается отложениями последнего оледенения, а под ней лежат слои с эрратическим материалом, связанным с более древним оледенением, т. е. здесь она явно является межледниковой. В пещере Петерса у Вельдена западнее Нюрнберга эта фауна сопровождается тиссом. В пещере Готенхере отмечены, кроме того, типичные мустьерские орудия, среди которых обращает на себя внимание изобилие костей, применявшихся для производства орудий (костяная культура). В типичном межледниковом залегании пещерный медведь найден в швейцарских углистых сланцах и в слоях Untertürkheim у Гонштата, где, наряду с ним, встречаются северный олень, мамонт

и носорог; последние сменяют древнего слона и носорога Мерка. Автор полагает, что три эти представителя «холодной фауны» жили в таком же окружении, как перед этим представители «теплой фауны». Он объясняет это не особым межледниковым климатом, а лишь последним появлением форм более древней фауны среди более молодой, отвечающей рисс-вюрмскому межледниковью. Наличие северного оленя в середине рисс-вюрмского межледниковья нельзя считать его первым появлением, так как он существовал уже к началу рисс-вюрма наряду с мамонтом.

Из других находок фауны, представляющих интерес, отмечаются находки остатков дикого осла и степного хорька в известковых туфах Веймарна, лошади и карликовых трубчатых костей зайца в слоях Untertürkheim у Гонштата. До сих пор они являлись типичными для лесса и указывали на степной характер его отложения. На этом основании можно предполагать, что лиственные леса Средней Европы прерывались полосами высокотравных степей. Имеются также признаки поясов хвойного леса. Судя по найденным остаткам, черная сосна поднималась на высоту более 1000 м над уровнем моря, тогда как сейчас (у Вены) верхняя границе ее распространения достигает лишь абсолютной отметки 400 м. Следовательно, пояса вегетации лежали выше, чем сейчас, как этого требовал более теплый климат. Соответственное расположение в отдельных зонах показывает и животный мир. Пещерный медведь внизу, в зоне лиственного леса, встречается уже на абсолютной высоте 200 м и распространяется до высоких гор, где он живет вместе с горной серной, горным козлом и сурком, в то время как северный олень, наряду с остальными толстокожими, обитает только на высоте 700 м.

Человек во время последнего межледниковья в горах поднимался выше, чем пещерный медведь. Нижняя граница его распространения лежит ниже 200 м; верхняя доходит до 2445 м. На меньших высотах жил он в мустье, на бо́льших — в премустье.

Автор ставит вопрос о том, не является ли премустье только фацией типичного мустье, так как премустье, несомненно, моложе ашеля.

Одна из медвежьих пещер в высоких Альпах доставила находки более молодого характера. Это показывает, что начало молодого палеолита можно отнести уже к последнему межледниковью. Автор приходит к выводу, что влажно-холодный климат мустье, а отсюда и связь его с оледенением, принимавшаяся на основании находок холоднолюбивой фауны, не являются доказанными. Эта фауна могла существовать в условиях климата более мягкого, чем современный, и ни северный олень, ни мамонт, ни носорог не являются вестниками холода. Мустье характеризовалось теплым климатом. Фауна рисс-вюрмского межледниковья пережила последнее оледенение, что трудно понимается теми исследователями, которые рассматривают отдельные виды как своего рода термометр, разрешающий угадывать температуру их окружения. Тем самым недооценивается эритермия пещерного медведя и большинства видов фауны лесса, могущих жить при самых различных климатических условиях. В качестве примера приводятся африканский слон и носорог, могущие существовать на высотах с разницей до 3000 м, при температурном подъеме в 15°, что превышает вдвое ледниковое снижение температур в Европе (на 8° ниже современной температуры,по данным автора). Северный олень, по мнению автора, также не может служить указанием на холодный климат. Обитал он, правда, в арктической и субарктической тундре, но продвигался и в леса Северной Америки и Урала. На верхних границах своего распространения северный олень обитает сейчас в Германии при температурах, близких к ледниковым, а на нижних границах — к межледниковым. Это относится и к большинству хищных лесных животных. Другие животные, как например лемминг, житель тундры

и многие грызуны (крысы, мыши, белки, хомяки), принадлежат к числу странствующих и не могут поэтому служить измерителями климата. Многие северные животные живут в подвергавшейся ранее оледенению области, которая после отступания ледника предоставила им благоприятные жизненные условия в смысле питания, без риска перед конкурентами. Таким образом, распространение и существование их здесь было обусловлено скорее более благоприятными биологическими, чем климатическими условиями. В связи с этим, нельзя безоговорочно сопоставлять благоприятные в настоящее время климатические соотношения для фауны млекопитающих с прошлыми.

Автор отказывается от своего термина «аркто-альпийская фауна» для ледниковой фауны, которую он считал прибывшей с севера и спустившейся с гор. На самом деле, говорит он, эта фауна собралась в большей своей части в Средней Европе уже во время последнего межледниковья, где пережила последнее оледенение и лишь тогда разошлась в разные стороны — к северу и в Альпы.

Климатические колебания, связанные с древним оледенением, привели к известному отбору среди богатой фауны плиоцена, благодаря чему выжили эритермические формы, способные переносить широкие температурные колебания; стенотермические же вымерли.

Человек, эритермия которого превзошла эритермию всех млекопитающих, уже во время последнего межледниковья, перенес последнее оледенение.

Для времени молодого плейстоцена автор выделяет 3 различных культуры:

1) культуру ашеля, поднимающуюся по рекам Западной Европы и Средней Азии почти до высоты 200 м и характеризующуюся ручными рубилами;

2) культуру мустье и премустье с более мелкими орудиями, прослеживающуюся до высоты 2450 м;

3) культуру на пластинках более позднего палеолита.

Автор указывает на огромное значение геологии для археологии. Геология, говорит он, дает распределение больших разделов палеолита в ледниковой хронологии, каковое не может быть достигнуто на чисто типологической основе. Он подчеркивает необходимость единодушной совместной работы обеих наук.

К. В. Никифорова

Краткая инструкция по геологической съемке четвертичных отложений. (Составители: С. Г. Боч, В. И. Громов, М. М. Жуков, Б. Ф. Земляков, И. М. Покровская, С. В. Яковлева, С. В. Эпштейн. Издание Сов. секции INQUA. Госгеолиздат, Л. — М., 1940, ц. 3 руб., тираж 3000 экз.)

Появление в печати инструкции по геологической съемке четвертичных отложений является весьма отрадным фактом. До сих пор подавляющее большинство местных геологов, да и многие геологи, работающие в наших центральных геологических учреждениях, имеют весьма смутное представление не только о методике съемки четвертичных отложений, но, зачастую даже и об общих вопросах генезиса, литологии и условий залегания различных их генетических типов. Вышедшая в свет инструкция, несомненно, должна помочь в этом отношении делу правильной организации комплексного геологического картирования в нашей стране. Можно, поэтому, только пожалеть, что эта книжка выпуще-

на очень ограниченным тиражом и быстро сделалась библиографической редкостью.

Рецензируемая инструкция составлена группой квалифицированных работников, имеющих большой опыт практической полевой работы в области исследования четвертичных отложений, и многие ее разделы представляют весьма большую ценность. Особенно это относится к главам, посвященным таким специальным методам исследования, как сбор палеонтологических остатков, археологические наблюдения, исследования в областях развития солифлюкционных процессов, изучение ледниковых валунов и древних береговых линий. Наряду с этим нужно отметить ряд существенных недочетов, которые следует учесть при составлении подобных инструкций в будущем. С нашей точки зрения, слишком скупо изложение разделов, посвященных общим принципам картирования четвертичных отложений, которые как раз и следовало бы развить наиболее полно. Так, не следовало бы ограничивать характеристику генетических типов четвертичных отложений теми 8 страницами, которые уделены этому вопросу в инструкции. Необходимо здесь подчеркнуть, что именно по этому поводу среди многих практических работников существуют весьма туманные, а порою и явно неверные представления. В том же разделе инструкции не дано четкого представления о различии в строении четвертичного покрова и об относительной роли и особенностях состава и взаимоотношения различных его генетических типов в разных частях СССР. В частности, не указано принципиального различия в этом отношении между горными и равнинными областями, между районами ледниковыми и экстрагляциальными. А эти вопросы имеют существеннейшее значение для понимания самой методики картирования.

Раздел, посвященный методике полевых исследований, следовало бы сопроводить примерами, насытить графическими иллюстрациями и пр. В особенности необходимо расширить и переработать его в части, посвященной наблюдениям над рельефом. В инструкции, по существу, изложена лишь методика геоморфологических наблюдений в области развития ледникового ландшафта и притом в равнинной части территории Советского Союза.

Особенности изучения рельефа горных областей и экстрагляциальной части равнин, в частности, площадей развития древнего аллювия, остались неосвещенными.

Особенно крупным недостатком инструкции является то, что в ней не затронуты вопросы точности, масштаба и построения легенды четвертичных карт в применении к решению различных задач. Ведь кроме общей геологической съемки (которая сама по себе может быть разных масштабов), съемка четвертичных отложений широко применяется при различных гидрогеологических, инженерно-геологических изысканиях и при детальных поисках и разведках некоторых видов полезных ископаемых. Очевидно, что и методика полевых наблюдений и содержание самих карт при таких крупно-масштабных работах отличаются специфическими особенностями. Об этом в инструкции ничего не сказано. Необходимо было бы также остановиться и на особенностях съемки одного масштаба в разных естественных геолого-геоморфологических районах СССР, коснувшись этого вопроса хотя бы в кратких чертах. Наконец, совершенно необходимо остановиться и на вопросах геоморфологического картирования, обойденных в инструкции вовсе.

Следует выразить надежду, что в следующем, расширенном издании инструкции все эти недочеты будут учтены и выправлены.

Е. В. Шанцер

Краткая инструкция по геологической съемке четвертичных отложений. Издание Сов. секции INQUA. Госгеолиздат. 1940

Небольшая книжка (122 стр.), в составлении которой принимала участие группа геологов, представляет значительный интерес как при проведении специальных работ по исследованию четвертичных отложений какой-нибудь территории с той или другой целью, так и для комплексной геологической или гидрогеологической съемки.

Книжка состоит из нескольких глав, написанных разными авторами, что сказывается несколько в отсутствии достаточного единства и общей целеустремленности.

Так, желательно было бы более подробно, чем это сделано во введении, остановиться на вопросах организации съемки четвертичных отложений как самостоятельных, так и в комплексе с общей геологической съемкой.

Следовало бы коснуться вопроса и с исторической точки зрения, а именно — имеются ли примеры подобной съемки и какие.

Следовало бы также коснуться вопроса о масштабах съемки, а также о топографической основе для съемки, что для четвертичных отложений представляет особо существенное значение.

Касаясь отдельных разделов инструкции, надо заметить, что хотя в тексте отдельных глав совершенно правильно отмечается связь четвертичных образований с геоморфологией и имеется довольно большая часть (свыше 30 стр.), посвященная наблюдениям над рельефом и, в частности, над рельефом в районах развития солифлюкций, но описание рельефа касается лишь определенных элементов и притом главным образом ледникового рельефа, по изучению же развития рельефа страны в целом в инструкции указаний не имеется. Поэтому исследователь, работающий во внеледниковой области, не найдет указаний на то, что он может извлечь для истории четвертичных образований из изучения рельефа. В списке главнейшей литературы к главе о рельефе не указаны классические работы А. П. Павлова о рельефе равнин и о генетических типах материковых образований.

Очень слабо освещена методика исследования делювия, его залегания, текстуры и типов.

В то же время, хотя в тексте и упоминается о значении исследования четвертичных отложений в практических целях (стр. 58), отсутствуют указания на методику исследования лесса и лессовидных пород, условия залегания, относительный возраст и, что важно для характеристики этих пород в зависимости от типа и условий залегания в строительных целях,— явлениях просадочности. До сих пор остается неизвестным, все ли лессовые породы склонны к просадкам, и, если не все, то какие типы их. Вопрос этот представляет очень большой интерес. Между тем методике съемки в районах развития лессовых пород в инструкции внимания не уделяется.

Отсутствуют также указания на необходимость изучения физико-геологических явлений, участвующих в истории четвертичных образований, например, переуглубления долин, оползней, особенно древних и т. п., которые часто проливают свет на последовательность событий четвертичного возраста.

Совершенно отсутствуют указания в инструкции на необходимость обращать внимание на грунтовые воды, чаще и больше всего связанные с четвертичными отложениями. Колебаниям базиса эрозии, вызванным тектоническими движениями или другими причинами, обыкновенно соответствует колебание уровня грунтовых вод, следствием которого являются различные новообразования, например, накопление карбо-

натов, образование ортзандов (иногда большой мощности), оглеение, появление вторичного гипса и т. п.

Слабо разработан раздел о химическом анализе четвертичных пород, его целях и типах.

В главе о солифлюкции (стр. 54) введен неудачный термин: «структурные почвы». В нашем понимании вообще почвы структурны. В иностранных источниках приводится и более удачное название этих почв — «полигональные».

Можно приветствовать инициативу группы геологов, составивших инструкцию, и надо пожелать серьезной переработки ее для следующего издания, потребность в котором уже назрела.

Ф. П. Саваренский

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 8

*

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР

*

Редактор издательства *С. Т. Попова*
Технический редактор *Н. П. Аузан*
Корректор *Н. Н. Певцова*

*

РИСО АН СССР № 1899. А—05664. Издат. № 959
Тип. заказ № 947. Сдано в набор 14/XI 1945 г.
Подп. к печ. 13/V 1946 г. Формат бум. 70×108¹/₁₆.
Печ. л. 7¹/₂ + 1 вклейка. Уч.-изд. л. 12,75
Тираж 2000 экз.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР.
Москва, Шубинский пер., д. 10

ОПЕЧАТКИ

Строка	Напечатано	Должно быть
2 снизу	Пеpидотиторый	Перидотитовый
20 сверху	Бебучан	Бабуган

Blank Page Digitally Inserted